B·I.G
60655

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOL.X XXIII

60655

BUCUREŞTI
1964

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOL. XXXIII



BUCUREŞTI
1964

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

D. M. Preda. Vorlandul orogenului carpatic şi poziţia lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei 9

L. Pavelescu, Maria Pavelescu. Geologia şi petrografia văii Jiului Romînesc între Oslea şi Petroşeni 45

D. Rădulescu, Al. Vasilescu, S. Peltz, Margareta Peltz. Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a Munţilor Gurghiu 87

R. Dimitrescu. Studiul geologic şi petrografic al părţii de est a Masivului Făgăraş 153

I. Băncilă, V. Agheorghiesei. Observaţii noi asupra Flişului dintre valea Suha Mare—valea Moldovei (regiunea Suceava) 213

M. Nicolescu. Studiul Miocenului şi Pliocenului din regiunea Cislău—Salcia—Lapoş . . . 237

S. Năstăseanu. Prezentarea hărţii geologice a zonei Reşiţa—Moldova Nouă 291

O. Mirăuţă, Elena Mirăuţă. Cretacicul superior şi fundamentul bazinului Babadag (Dobrogea) 343

Gh. Bombiţă. Contribuţiuni la studiul stratigrafic al depozitelor eocene din Dobrogea cu privire specială asupra faunei de numuliţi şi asiline 381

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

СОДЕРЖАНИЕ

(Краткие изложения)

Стр.

Д. М. ПРЕДА. Соображения в связи с форландом карпатского орогена. Техническое его положение в геологических структуральных границах Европы . 37

А. ПАВЕЛЕСКУ, М. ПАВЕЛЕСКУ. Геологические и петрографические исследования в Джиул Ромынеск между Осля и Петрошень 74

А. РЭДУЛЕСКУ, АЛ. ВАСИЛЕСКУ, С. ПЕЛЦ, М. ПЕЛЦ. Соображения в связи с познанием геологической структуры Мунцилор Гургиу 134

Р. ДИМИТРЕСКУ. Геологическое и петрографическое исследование восточной части массива Фэгэраш. 201

И. БЭНЧИЛЭ, В. АГИОРГИЕСЕЙ. Новые соображения в связи с флишем между Валя Суха Маре-Валя Молдовей, область Сучава 232

М. НИКОЛЕСКУ. Исследования миоценовых и плиоценовых отложений области Числэу-Салчия-Лэпуш 280

С. НЭСТЭСЯНУ. Представление геологической карты зоны Решица-Молдова Ноуэ 329

О. МИРЭУЦЭ, Е. МИРЭУЦЭ. Верхний мел и фундамент бассейна Бабадаг . . . 375

Г. БОМБИЦЭ. Соображения в связи с стратиграфическим исследованием эоценовых отложений Добруджи на основании фауны нуммулит и ассилин 436

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTENU

(Résumé)

Pag.

D. M. Preda. L'avant-pays de l'orogène carpatique. Sa position tectonique dans le cadre géologico-structural de l'Europe 41

L. Pavelescu, Maria Pavelescu. Géologie et pétrographie de Valea Jiul Romînesc entre Oslea et Petroșeni 80

D. Rădulescu, Al. Vasilescu, S. Peltz, M. Peltz. Contributions à la connaissance de la structure géologique des monts Gurghiu 143

R. Dimitrescu. Étude géologique et pétrographique de la partie orientale du massif Făgăraș 207

I. Băncilă, V. Acheorghiesei. Nouvelles observations sur le Flysch entre Valea Suha Mare-Valea Moldovei (région de Suceava) 234

M. Nicolescu. Étude du Miocène et du Pliocène de la région Cislău-Salcia-Lapoș 284

S. Năstăseanu. Présentation de la carte géologique de la zone Reșița-Moldova Nouă . . . 336

O. Mirăuță, Elena Mirăuță. Crétacé supérieur et soubassement du bassin de Babadag . . 378

Gh. Bombiță. Contributions à l'étude stratigraphique des dépôts éocènes de Dobrogea, avec un aperçu spécial sur la faune de nummulites et d'assilines 437

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

VORLANDUL OROGENULUI CARPATIC ŞI POZIŢIA LUI TECTONICĂ ÎN CADRUL GEOLOGIC STRUCTURAL AL EUROPEI

DE

D. M. PREDA

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere 10
Alcătuirea geologică a unităţilor din faţa orogenului carpatic 12
Grupa cristalină cu fundament podolic sau ciclul prealgonkian-superior (prerifean) . . 13
Răspîndirea şi direcţia cutelor cristaline în cuprinsul Europei occidentale 13
Direcţiunea geosinclinalelor din Europa 14
Măsurători magnetice 14
Manifestări seismice 14
Erupţiuni vulcanice terţiare şi recente 15
Culmea Hărghita—Călimani 15
Munţii Apuseni 17
Alte erupţiuni terţiare 17
Ape termale 17
Existenţa liniilor de fracturi cu direcţia NW—SE în cuprinsul Europei 18
Grupa algonkian-superioară (rifeană) — ordoviciană sau ciclul caledonian vechi 19
Grupa gothlandian-permo-carbonifer sau ciclul hercinic 23
Grupa Trias—Lias inferior sau ciclul kimeric vechi 26
Orogeneza kimerică veche şi efectele ei 28
Pînza şisturilor verzi 28
Pînza carpatică centrală 30
Grupa Lias mediu—Terţiar sau faza de litogeneză postkimerică veche 32
Concluzii generale 32
Bibliografie 35

Institutul Geologic al României

INTRODUCERE

Alcătuirea geologică a Vorlandului orogenului carpatic a constituit, de foarte multă vreme, obiect de cercetări și studii pentru numeroși geologi din țările grupate în jurul acestui orogen.

Între alte idei exprimate asupra lui, amintim că încă din anul 1907, MRAZEC și TEISSEYRE (22) au separat, în fața Carpaților, mai multe provincii geografice, în sensul de unități geologice structurale. Acestea sînt: Provincia sudetică în nord, Horstul podolic în răsărit, iar în sud, o Provincie dobrogeană, care cuprinde Dobrogea, Cîmpia romînă și Platoul bulgar între Marea Neagră în răsărit și linia Dîmboviței, în apus și o provincie getică care se întinde la apus de acea presupusă linie pînă la joncțiunea, pe Dunăre, a celor două orogenuri, balcanic și carpatic.

Asupra acestor unități, avem de făcut următoarele observațiuni și precizări:

Provincia sudetică alcătuiește Vorlandul Carpaților nordici. În nord, ea se urmărește pînă în marginea nordică a Orogenului hercinic și formează un singur bloc cu Vorlandul nordic al Alpilor. În răsărit ia contact cu Platforma Europei orientale (rusă) de care o desparte un important accident tectonic. Pe Platforma sudetică se află orogenul hercinic al Sudeților care, spre nord-vest, se leagă în hercinicul Europei de vest.

Horstul podolic, pentru care vom folosi numele de Platforma Europei orientale (rusă), se limitează, în apus, cu Platforma sudetică, cu orogenul nord-dobrogean, așa cum aceste unități sînt definite și folosite în această lucrare.

Trebuie renunțat, în mod definitiv, la unitatea structurală separată de cei doi autori sub numele de « Provincia Getică ». Ea nu constituie o unitate geologică, nici din punct de vedere stratigrafic, nici din punct de vedere tectonic, adică din punct de vedere geologic structural regional. Am arătat cu altă ocazie (30, 31), că nu există o linie tectonică a Dîmboviței cu direcția N—S, cum a fost imaginată de autorii ei, linie care să despartă o Provincie dobrogeană (Platforma prebalcanică, de o presupusă Provincie getică. De asemenea, am arătat, încă de mult, că Platforma prebalcanică se continuă, la vest, neîntrerupt, cu aceeași structură geologică, stratigrafică și tectonică și înglobează în întregime, presupusa « Provincie getică ». Numeroase sondaje, săpate mai tîrziu, au confirmat întru totul punctul nostru de vedere.

În cuprinsul Platformei prebalcanice astfel întregită, am separat două unități geologice structurale, bine distincte una de alta, atît din punct de vedere stratigrafic cît și din punct de vedere tectonic. Una ocupa sud-estul Moldovei, o fîșie îngustă în sudul R. S. S. Moldovenești, întreaga Dobroge și partea de răsărit a Cîmpiei romîne. Ea este mărginită, în nord, de dislocația tectonică H, care constituie limita nordică a orogenului nord-dobrogean iar, în sud, de linia tectonică Vălenii de

Institutul Geologic al României

Munte—Călărași și prelungirea ei spre NW. Am numit această unitate structurală « Depresiunea vest podolică caledoniană ». În cuprinsul ei se află orogenul nord-dobrogean, cuprins între liniile tectonice H și Peceneaga-Camena (Psv), prelungite în NW. A doua unitate se întinde la vest de linia Vălenii de Munte—Călărași. Am folosit denumirea de Platforma moesică dată de BONCEV Platformei bulgare din partea de nord a orogenului balcanic (Platoul bulgar din dreapta Dunării). Ea fost extinsă și folosită și pentru Platforma prebalcanică din Romînia, pentru prima oară de I. BĂNCILĂ (5) în remarcabila sa lucrare asupra Carpaților orientali.

Sub noțiunea de Platforma moesică înțelegem deci, întreaga regiune situată de o parte și de alta a Dunării, între linia Vălenii de Munte—Călărași și Marea Neagră, în răsărit și între orogenurile carpatic și balcanic în nord, sud și vest.

Se știe că prin noțiunea de « Vorland » se înțelege și s-a înțeles totdeauna, continentul sau platforma continentală a mării din fața externă a unui geosinclinal. În mod implicit urmează că sedimentele clastice formate în ariile geosinclinale să fie alcătuite în întregime din material terigen, remaniat din formațiunile geologice care alcătuiesc Vorlandul lor.

Raportîndu-se la orogenul carpatic, UHLIG (37) a arătat că sedimentele clastice din unitățile externe ale orogenului carpatic nordic, dintre Viena și Przemysl, sînt alcătuite din material detritic exotic, remaniat din Vorlandul sudetic. De la Przemysl pînă în Romînia, în aceleași formațiuni din unitățile externe ale Carpaților orientali, sedimentele lor clastice sînt formate din material terigen exotic alcătuit de sfărîmituri de roci verzi și calcare, sfărîmituri identice, după ZUBER (40), cu rocile din Dobrogea. După acest autor, Dobrogea și prelungirea ei spre nord-vest au constituit Vorlandul Carpaților orientali.

Pînă acum însă, nimeni nu a constatat în sedimentele clastice din formațiunile unităților externe ale Carpaților orientali, material remaniat din formațiunile geologice care alcătuiesc orogenul nord-dobrogean și nici din cele care alcătuiesc Platforma rusă. Nu se întîlnește, în ele, decît material detritic remaniat din Depresiunea caledoniană vest-podolică și din Platforma sudetică.

Din aceste constatări, rezultă că numai Platforma sudetică și Depresiunea caledoniană vest-podolică au constituit direct Vorlandul geosinclinalelor din care au luat naștere unitățile externe ale orogenului carpatic. De altfel, este știut de mult că fundamentul ambelor acestor două unități se vîră sub orogenul carpatic.

MRAZEC (20) a arătat că Vorlandul prebalcanic se vîră, în direcția nord-vest, sub unitățile externe ale Carpaților orientali, iar PETRASCHEK și UHLIG au afirmat, pe bază de sondaje, că cutele sudetice cu direcția NW — SW se vîră, în direcția E—W, sub formațiunile geologice externe ale Carpaților nordici.

După cum vom arăta mai departe, fundamentele celor două platforme — moesică și sudetică și al Depresiunii caledoniană vest podolică —, au fost și sînt legate, unele cu altele, pe sub orogenul carpatic.

Institutul Geologic al României

Orogenul nord-dobrogean și Platforma Europei orientale, în sensul în care au fost precizate în această lucrare, nu au constituit niciodată direct, Vorlandul orogenului carpatic.

Ele au altă semnificație tectonică în cadrul geologic structural regional, semnificație pe care vom încerca s-o lămurim în cursul dezvoltării acestei lucrări.

ALCĂTUIREA GEOLOGICĂ A UNITĂȚILOR DIN FAȚA OROGENULUI CARPATIC

Într-o lucrare anterioară (30), ne-am ocupat cu alcătuirea geologică a unităților geologice structurale din fața orogenului carpatic, cu excepția Platformei sudetice care a fost pomenită, în mod incidental.

Imaginea geologică pe care ne-am făcut-o atunci asupra acelor unități s-a întemeiat pe datele geologice de suprafață completate cu datele obținute din numeroasele sonde săpate în cuprinsul lor și, bineînțeles, cunoscute nouă la acea dată. De atunci au fost săpate alte sonde, iar multe din cele vechi au fost adîncite. Toate ne-au procurat date noi și extrem de prețioase [1]). Ne găsim astăzi în fața unui material documentar cu mult mai bogat, mai variat. El ne va permite să ne întregim imaginea geologică pe care ne-am făcut-o altă dată asupra alcătuirii acelor unități structurale. În același timp, ne va permite să revenim asupra unor concluziuni de ordin mai general, pe care le-am formulat cu acea ocazie dar care nu mai pot sta astăzi în picioare.

În cele ce urmează, vom prezenta geologia unităților structurale din fața orogenului carpatic, în mod evolutiv, urmărind pe fiecare din ele, desfășurarea fenomenelor geologice, în timp și spațiu. Și, fiindcă toate aceste fenomene au strînse raporturi de interdependență, unele față de altele, le vom urmări, pe cît va fi posibil și necesar, pe toate unitățile deodată. Studiindu-le în tot complexul lor, am reușit să stabilim, în acele fenomene geologice, o serie de grupe succesive care corespund tot la atîtea cicluri geologice. La unitățile care și-au făcut evoluția în arii geosinclinale, s-au putut distinge toate fazele care definesc un ciclu geologic, de litogeneză, de orogeneză și de glyptogeneză. Unele din acele cicluri sînt indicate însă numai prin anumite faze. La unitățile care au constituit platformele continentale, adică Vorlandurile geosinclinalelor, faza de orogeneză este reprezentată printr-o fază pozitivă de epirogeneză, care se manifestă fie printr-o lacună stratigrafică, fie prin apariția de depozite de facies lagunar sau fluvio-lacustru.

Grupele și ciclurile geologice importante, recunoscute pe toate unitățile structurale din fața orogenului carpatic, se succed în ordinea următoare:

[1]) Datele din sondele săpate în Ucraina subcarpatică, în Polonia și în Bulgaria ne sînt cunoscute din comunicările făcute de geologii țărilor respective, în cadrul schimbului de experiențe dintre țările socialiste.

Institutul Geologic al României

Grupa cristalină cu fundament podolic sau ciclul prealgonkian-superior (prerifean);

Grupa algonkian-superioară (rifean)-ordoviciană sau ciclul caledonian vechi;

Grupa gothlandian—permo-carboniferă sau ciclul hercinic;

Grupa trias—lias inferior sau ciclul kimeric vechi, și

Grupa lias mediu—terțiar sau faza de litogeneză postkimerică veche.

Grupa cristalină cu fundament podolic sau ciclul prealgonkian-superior (prerifean) [1])

Tipul de formațiune specific acestei grupe îl constituie șisturile cristaline din baza Platformei orientale și din Scutul baltic.

Punctul cel mai apropiat de noi, unde ele sînt cunoscute este localitatea Todireni din partea de NE a Moldovei. Pe o probă scoasă din sondă, IANOVICI și GIUȘCĂ au determinat prezența unui gnais cu cristale mari de feldspat roșu, rocă identică cu cele din Platforma rusă. În Podolia, peste cristalinul fundamentului, se așează în concordanță depozitele orizontale ale rifeanului peste care se așează concordant cambrianul (39). În Cîmpia romînă, în toată Platforma moesică, fundamentul este reprezentat prin aceeași serie cristalină ca și în Platforma podolică. Astfel sondajele de la Optași și Ciurești au întîlnit un cristalin format din filite, cuarțite, aplite dispuse în strate verticale, peste care se așează gothlandianul. Proba extrasă este alcătuită din șisturi argiloase în care se recunosc graptoliți. O înclinare precisă nu este evidentă, roca fiind sfărîmată. Judecînd însă după modul lor general de prezentare, s-ar putea deduce că gothlandianul este dispus în strate orizontale peste fundament.

Alte elemente vin însă în sprijinul ideii că fundamentul este podolic. În seria de șisturi verzi din Dobrogea se întîlnesc conglomerate care cuprind blocuri de gnaise porfirice cu feldspat roșu mare: la Palazu Mic, Casimcea, Ciocraci, etc. care sînt la fel cu gnais-porfirurile de la Todireni. Deci fundamentul Dobrogei este podolic. Cordiliera Capidava—Ovidiu este formată din cristalin podolic. În masa de conglomerate din spinarea sării de la Valea Dulce (Podeni) se întîlnesc, pe lîngă blocuri de șisturi verzi, calcare jurasice și cretacice și blocuri de gnaise porfiroide ca cele din conglomeratele din Dobrogea. Dimensiunile lor arată că sînt rupte din fundamentul podolic al regiunii.

Răspîndirea și direcția cutelor cristaline în cuprinsul Europei occidentale. Șisturile cristaline, în înțelesul de șisturi cristaline prerifeene (podolice) ocupă

[1]) O. MIRĂUȚĂ folosește denumirea de rifean, pentru depozitele algonkiene superioare din Podolia, pe care o găsim potrivită și o folosim și noi. Pentru aceeași serie noi foloseam, într-o traducere improprie, denumirea de serie de depozite rifogene (30).

Institutul Geologic al României

întregul fundament al Provinciei Europei. Cutele fundamentului podolic din Europa au o direcție generală NW—SE. Aceste afirmațiuni nu pot fi sprijinite pe observațiuni directe. Există însă o serie de fenomene geofizice și geologice a căror manifestare este datorită accidentelor fundamentului. Ele ne conduc la concluziile enunțate mai înainte. Printre cele mai importante menționăm:

Direcțiunea geosinclinalelor din Europa. Cu excepția zonei centrale vestice alpine, toate geosinclinalele din cuprinsul Europei, din care au ieșit diferitele orogenuri, au direcția NW—SE: geosinclinalul Uralilor, al Depresiunii vest-podolice, al zonei alpine de răsărit (de la vest de Viena pînă la Rhodop), al Dinarizilor, al Apeninilor și al Pirineilor.

Măsurători magnetice. Măsurătorile magnetice executate în Cîmpia romînă au pus în evidență o serie de maxime magnetice care sînt produse de prezența, în fundament, a unor mase eruptive bazice, fie mai vechi (diabaze) de care sînt legate minereuri de fier, fie mai recente (andezite și bazalte) care nu s-au ridicat pînă la suprafață. Toate aceste maxime se eșalonează pe direcțiuni generale NW—SE (pl. I). După părerea noastră, aceste direcțiuni sînt dictate de prezența în adîncime, în fundament, a unor fracturi pe care s-au ridicat rocile bazice. Prin paralelismul lor, indică direcțiunea cutelor fundamentului. Maximum magnetic Capidava—Ovidiu, alcătuit din cristalin podolic, cu diabaze și mineralizări de fier are, de asemenea, direcția NW—SE.

Manifestări seismice. Ion Atanasiu (3), ocupîndu-se cu studiul cutremurelor de pămînt care au avut loc în Romînia în diferite perioade istorice, a întocmit o hartă din care rezultă că direcțiunile macroseistelor, întocmite pentru o serie de cutremure repetate periodic, se suprapun cu multă exactitate pe o direcție NW—SE. Existența acelor direcțiuni de rînduire a macroseistelor (NW—SE) și mai ales repetarea lor, ne îndreptățește să admitem că, în fundament există o serie de accidente-fracturi profunde, de-a lungul cărora, se eșalonează focarele cutremurelor de pămînt. Măsurătorile executate la Institutul astronomic al Romîniei au demonstrat cu precizie, că una din regiunile epicentrale a cutremurelor din Romînia, o constituie o zonă cu direcția NW—SE în cuprinsul căreia sînt focarele de la Focșani, Panciu, Galați. În fundamentul acestei zone se află numeroase fracturi profunde, care vin din culmea Harghita—Călimani, de unde trec, pe sub orogenul carpatic, în Depresiunea caledoniană vest-podolică.

O a doua zonă de cutremure mari se află în prelungirea spre SE a grupului de fracturi, care se fac evidente în Munții Apuseni. Cutremurele cu intensități mai mici, descrise de Ion Atanasiu ca focare locale, se eșalonează tot pe direcțiuni NW—SE (pl. III).

Astfel de linii se urmăresc în toată Platforma moesică din Romînia, în Depresiunea vest-podolică, în prelungirea acesteia în sudul Moldovei, apoi în zona colinelor subcarpatice, în Munții Apuseni, în Depresiunile Transilvaniei și a Maramureșului.

Institutul Geologic al României

Ele sînt menţionate şi în zona centrală a Balcanilor, unde păstrează direcţia NW—SE şi trebuie socotite ca linii de origină a cutremurelor (KIROV). Această constatare ne duce la concluzia că fundamentul geologic, în tot cuprinsul Romîniei, este format din şisturile cristaline podolice, cu direcţia NW—SE.

Dacă se examinează cutremurele de intensitate mare din Europa şi Asia Mică, se constată că ele sînt legate de fracturi cu direcţia NW—SE, ale unui fundament podolic. Astfel cutremurele care se repetă catastrofal în Calabria, sînt legate de o fractură, mai exact, de un sistem de fracturi, care merg prin Etna, Vezuviu, Cîmpurile flegreene, în Platoul central francez, adică în direcţiuni NW—SE (pl. II). Cutremurele puternice care au loc în Turcia şi Anatolia indică fracturi şi deci direcţiunile cristalinului din fundament (NW—SE). Cutremurele obişnuite din Depresiunea centrală a orogenului balcanic din Bulgaria, se eşalonează pe direcţiuni NW—SE (KIROV).

Ne pare logic să presupunem că şi cutremurele trecute, catastrofale, de la Lisabona şi cel din ultimii doi ani de la Agadir, să fie legate tot de fracturi, cu direcţia NW—SE, care indică direcţia de cutare a fundamentului cristalin.

Erupţiuni vulcanice terţiare şi recente. În cuprinsul Romîniei se cunosc două unităţi geografice principale, cu elemente şi manifestări legate de erupţiuni vulcanice terţiare. În alte părţi ale Europei, se cunosc erupţiuni vulcanice terţiare recente şi actuale. Ele au avut loc pe falii profunde care, după direcţia lor, arată că sînt legate de un fundament cu cutări NW—SE. În cuprinsul acelor zone, elementele care indică o activitate vulcanică sînt reprezentate prin lave dacitice, trahitice, andezitice şi bazaltice, precum şi de aglomerate andezitice şi de tufuri vulcanice. În cuprinsul lor, se întîlnesc mineralizări difuze sau concentrate de aur, argint, galenă, blendă, mercur, bismut, minereu de fier, etc., depuse din ape hidrotermale. Tot de acea activitate vulcanică, ca efecte postume, este legată prezenţa emanaţiilor de CO_2 liber, izvoarele carbonatate, mofetele şi izvoare de ape termale.

C u l m e a H ă r g h i t a - C ă l i m a n. Constituie una din zonele vulcanice terţiare. Este aşezată în partea externă de răsărit a Transilvaniei, la apus de catenele Carpaţilor orientali ai Moldovei. Culmea are direcţia NW—SE. Începe de la sud de Tuşnad şi se continuă în direcţia de NW în Maramureş iar, de acolo, se prelungeşte, mai departe, în aceeaşi direcţie, în Ungaria. În cuprinsul acestei zone vulcanice, s-au recunoscut numeroase cratere, care se eşalonează pe fracturi cu direcţia NW—SE (pl. I). Cea mai nordică dintre ele, trece prin munţii Gutinului şi continuîndu-se spre SE, prin cele două cratere din Căliman iar, mai departe, pe la Tg. Ocna şi localitatea Panciu, pătrunde în orogenul nord-dobrogean, din Depresiunea caledoniană vest-podolică.

A doua fractură paralelă cu cea precedentă şi aflată la sud de ea, porneşte tot din munţii Gutinului, aproximativ de la Baia Mare, trece prin alte două cratere din Hărghita şi, în continuare spre SE, pe sub orogenul carpatic, din zona lui de

Institutul Geologic al României

curbură, intră în Depresiunea vest-podolică. Mai la sud de această fractură, se desenează o a treia, care trece prin cele două cratere vulcanice de sud din Hărghita și se continuă, pe sub Carpați și apoi, în Orogenul nord-dobrogean. Toate aceste trei fracturi, care au o direcție NW—SE și poate și încă altele la fel, formează un mănunchi care ocupă Depresiunea vest-podolică din fața curburii Carpaților: zona Focșani—Panciu—Galați.

Afirmațiunile de mai sus, se sprijină pe următoarele constatări:

În unele din formațiunile geologice din zona externă a Carpaților, în special, în sarmațianul superior și pliocenul inferior, din segmentul cuprins între valea Trotușului și valea Rîmnicului Sărat, se găsesc interstratificate, strate puternice de tufuri andezitice. Grosimea lor scade repede atît spre nord cît și spre vest.

În cuprinsul aceluiași segment și, în aceleași formațiuni cu tufurile andezitice, se află și conglomerate formate exclusiv din blocuri de lavă andezitică. Primele conglomerate au fost găsite de noi, acum 45 de ani, în valea Trotușului, la Rîpile. Prezența lor m-a determinat să trag concluzia că erupțiunile care au produs lavele din care au luat naștere elementele conglomeratelor ca și tufurile andezitice din exteriorul Carpaților, au ieșit pe falii situate în zona externă a acestui orogen (28). Această ideie a fost susținută cu argumente și cu multă stăruință de M. G. FILIPESCU (9, 10), care a descris încă o stivă de conglomerate de felul celor de sus, mai la sud de valea Trotușului.

Zona epicentrală a cutremurelor de pămînt Panciu—Focșani—Galați se află tot în zona de fracturi din Depresiunea vest-podolică din fața curburei Carpaților (3). Focarele principale din această zonă, din localitățile Panciu, Focșani, etc. se află pe liniile de fracturi Gutin—Căliman—Tg. Ocna—Panciu ori în vecinătatea lor imediată.

Prin sistemul de fracturi arătate mai înainte, au circulat ape hidrotermale care au pătruns în toată masa de lave și aglomerate vulcanice, pe care le-au propilitizat, caolinizat, precum și în rocile înconjurătoare, precipitînd în ele minereuri variate, difuze sau în cantități industriale. Între acestea sînt cunoscute minereurile de aur, argint, blendă, galenă, pirotină, etc. de la Baia Mare, Herja, Capnic, Baia Sprie din Munții Lăpușului (13) și cele de la Rodna Veche, bogată în pirită și pirotină și într-o măsură mai mică, în minerale și minereuri de aur, argint, plumb și zinc (14).

În prelungirea spre sud-est, sub orogenul carpatic, al fracturilor Hărghita—Căliman se cunosc mineralizări în miocenul de la Pleși, din valea Argintării. Ele au fost descrise prima oară de T. GHIȚULESCU (15) și, mai tîrziu de M. G. FILIPESCU (11). În ele s-a recunoscut pirita, blendă, galenă, etc. Mineralizări de felul acestora din urmă sînt catalogate de M. G. FILIPESCU (11), după diverși autori, în Putna, apoi la Tg. Ocna, la Vijnița, iar în Polonia, la Starunia, Strebnic, Truskawiek.

Toate aceste mineralizări sînt produsul apelor hidrotermale, care sînt legate de faliile și de erupțiile de direcție NW—SE a șisturilor cristaline din fundament. În sprijinul formării minereurilor din valea Argintării din ape hidrotermale și de

Institutul Geologic al României

dată recentă, ar pleda circulația unor astfel de soluțiuni prin calcarele jurasice și cretacic-inferioare din Dobrogea de sud. Acestor feluri de ape se datorește, fără îndoială, dolomitizarea acelor calcare și crearea de vacuole și un labirint de canale tapisate, uneori, cu cristale de calcit, de pirite, etc.

Munții Apuseni. În cuprinsul acestui masiv muntos există numeroase produse vulcanice terțiare reprezentate prin dacite, riolite, andezite și bazalte, dispuse în neck-uri, filoane, curgeri de lavă, aglomerate, etc. puternic alterate de ape hidrotermale. Judecînd după modul cum sînt eșalonate elementele vulcanice, rezultă că apariția lor la suprafață, s-a făcut de-a lungul unui sistem de fracturi cu direcția NW—SE al cristalinului de tip podolic (pl. I și II).

Apele juvenile hidrotermale au precipitat minereuri de aur, argint, pirite și sulfostibiuri, blendă, galenă și calcopirite, apoi minereuri de cinabru, de bismut, etc. Ape carbonatate se întîlnesc pretutindeni ca fenomene postume de manifestare ale vulcanismului terțiar.

Alte erupțiuni terțiare, cu întinderi și variațiuni petrografice limitate sînt cunoscute și în alte localități în Transilvania. Între acestea menționăm un filon de bazalte la Rupea și micul nucleu filonian de andezit bazic din dealul Sona, situat la 6 km, la răsărit de Blaj (35).

Ape termale. În cuprinsul Romîniei se cunosc cîteva izvoare cu apă termală la Mangalia, la Băile Victoria de lîngă Oradea Mare și la Băile Herculane.

Apele izvoarelor de la Mangalia conțin hidrogen sulfurat, sînt radioactive și au o temperatură constantă de 22°C. Asupra conținutului în hidrogen sulfurat și temperaturii lor s-au exprimat două ipoteze. Una de Voițești (38), care admite că hidrogenul sulfurat rezultă din oxidarea și, probabil, o reducere ulterioară a sulfaților formați prin oxidarea piritelor diseminate în tot cuprinsul calcarelor sarmațiene. Reacțiunea de oxidare a piritelor fiind o reacțiune exotermă, temperatura apelor ar fi ridicată din cauza căldurii degajate. Această ideie nu poate fi acceptată. Atanasiu (4) arată că, prin oxidarea piritelor, nu poate să rezulte o căldură care să ridice temperatura apei de la 10°, cît e normală în regiune, la 22°. Mai ales, adăugăm noi, că ea nu poate fi constantă.

Într-o altă ipoteză I. Atanasiu admite că apa de circulație care produce izvoarele, vine de la o adîncime de peste 300 m, unde apa, conform gradului geotermic, atinge astfel de temperaturi. Această ipoteză a fost adoptată în întregime și de R. Ciocîrdel (8).

Dacă ipoteza lui I. P. Voițești ar fi exactă ar trebui ca de-a lungul litoralului mării să existe o continuitate de izvoare termale, căci pretutindeni, țărmul mării este format din calcare sarmațiene. În ideia lui, constanța temperaturii, nu poate fi în nici un caz, admisă. În ipoteza lui I. Atanasiu ar fi de găsit o explicare a mișcării ascensionale a apei de la adîncimi mai mari și limitarea acestei circulații ascendente numai la Mangalia.

Institutul Geologic al României

În a treia ipoteză, pe care o formulăm noi, se admite că izvoarele de apă de la Mangalia se găsesc situate pe o linie de falie profundă care s-ar prelungi spre nord-vest (în direcţia cutelor fundamentului). Ea s-ar lega, în această direcţie, cu linia de maxime magnetometrice cu direcţia NW—SE, care taie Dunărea la jumătatea distanţei dintre Hîrşova şi Călăraşi, de unde se continuă în aceeaşi direcţie spre NW prin Bărăgan (pl. I). Hidrogenul sulfurat nu rezultă din pirită, aşa cum s-a presupus, ci vine din adîncime pe această linie de fractură antrenînd şi apele de circulaţie. El provine din reducerea gipsurilor şi anhidritelor aflate în triasic. Temperatura ridicată şi constantă este legată de mase eruptive terţiare din adîncime.

Apele termale de la Oradea Mare (Băile Victoria), se ridică tot pe linii de fracturi cu direcţie NW—SE, linii care fac parte din sistemul de falii din Munţii Apuseni. Unele din acestea se continuă spre SE la Sistov (Bulgaria), unde se cunosc numeroase iviri de bazalte.

În ce priveşte izvoarele termale de la Băile Herculane noi le putem acorda altă origină decît a izvoarelor termale precedente. Ele apar în aceleaşi condiţiuni ca şi cele din Mangalia şi cele de la Băile Felix, adică pe o linie de falie profundă, care se orientează în direcţia NW, spre Caransebeş, linie cu o seismicitate crescută.

Existenţa liniilor de fracturi cu direcţia NW—SE în cuprinsul Europei. Din cele spuse pînă acum rezultă în mod neîndoios că în teritoriul Romîniei există numeroase fracturi profunde, cu direcţia NW—SE, în lungul cutărilor cristalinului de tip podolic. De-a lungul lor, au avut loc manifestări vulcanice, care s-au desfăşurat în tot timpul neogenului, iar fenomenele post-vulcanice sînt evidente şi astăzi. Existenţa acestor tipuri de fracturi nu s-a limitat numai în cuprinsul Romîniei. Astfel de fracturi se fac evidente în tot cuprinsul Europei, în Asia Mică şi în Africa de nord-est.

Liniile de fracturi din masivul vulcanic Hărghita—Căliman se continuă spre NW, prin Munţii Lăpuşului şi prin Ungaria de răsărit, în Platoul Boemiei din Cehoslovacia. De-a lungul acestora au avut loc, la Carlovyvary, erupţiuni de bazalte terţiare de care sînt legate renumite izvoare carbonatate şi izvoare termale cu temperaturi pînă la 73°C (pl. II).

Liniile de fracturi din Munţii Apuseni, se continuă de la Băile Felix spre NW, la Budapesta. În jurul acestui oraş, sînt cunoscute mase eruptive terţiare (andezite) şi vestitele izvoare termale din insula Margareta, situată în mijlocul Dunării. Aceleaşi fracturi se continuă mai departe spre nord-vest, în valea Rinului, în apropierea cotului pe care acesta îl face ca să intre în Olanda (pl. II). Şi aici sînt cunoscute mase eruptive similare, de vîrstă terţiară iar, ceva mai la vest, în Belgia, apar cunoscute mase eruptive similare, de vîrstă terţiară iar, ceva mai la vest, în Belgia, apar cunoscutele izvoare minerale de la Spa.

Mai departe, la vest, în afara graniţelor noastre, menţionăm marile linii de fracturi din vestul Italiei, linii care au de asemenea direcţia NW—SE. Pe ele se află

Institutul Geologic al României

vulcanii activi Etna şi Vezuviul. Acele linii se continuă mai departe spre NW, prin Cîmpiile flegreene, situate la NW de Roma, iar mai departe în nord-vest, în Platoul Central francez. Aici sînt cunoscute mase puternice de andezite şi de bazalte de vîrstă terţiară, de care sînt legate nenumăratele ape mineralizate dintre care unele termale ca cele de la Vichy, apoi cele de la Royat, Bouleboule, etc.

De aceste linii sînt legate şi cutremurele de pămînt periodice din Calabria, dintre care unul, cu caracter catastrofal, a avut loc acum cîteva decenii.

Pe acelaşi tip de linii şi tot cu direcţia NW—SE, se eşalonează erupţiile bazice actuale din Arhipelagul grecesc, apoi puternicele mase de lave terţiare noi, andezitice şi bazaltice, de pe coasta mediterană a Anatoliei, precum şi masele de erupţiuni bazice din fosa eritreană.

Toate constatările pe care le-am enumerat mai înainte ne duc la concluzia că întreg fundamentul Provinciei Europei occidentale, situată în partea de vest a Platformei Europei orientale, este format din şisturi cristaline cu direcţia generală NW—SE.

Platforma moesică din Romînia şi Bulgaria care se leagă în vest cu şesul paduan, fundul Mării Adriatice şi Africa de nord pînă în Atlas şi care fac parte din Vorlandul sudic al orogenului alpin, trebuie să aibă acelaşi fundament cristalin tip podolic. El a fost îmbucătăţit prin fosele din care au luat naştere orogenurile Dinarizilor şi Apeninilor.

Fundamentul Platformei sudetice ca şi al întregului Vorland din nordul Alpilor, este format tot din aceleaşi şisturi cristaline peste care s-au creat fosele geosinclinale hercinice şi apoi cele kimerice şi alpine, din care au ieşit orogenurile respective.

Grupa algonkian-superioară (rifeană)—ordoviciană sau ciclul caledonian vechi

Înaintea algonkianului superior, s-a produs în cristalinul podolic care alcătuia întregul fundament geologic al Europei, o scufundare şi deci o depresiune, cu direcţia NW—SE, adică în direcţia cutelor fundamentului podolic. Din acest punct de vedere ea poate fi comparabilă cu depresiunea în care s-au format Uralii. Depresiunea nou formată ocupa, în Romînia, o zonă cu direcţia NW — SE care cuprinde Dobrogea nordică şi partea de răsărit a Cîmpiei romîne, între Depresiunea nord-dobrogeană şi falia Vălenii de Munte—Călăraşi. Ea a funcţionat multă vreme ca fosă geosinclinală. Deoarece cele mai vechi depozite formate în ea aparţin algonkianului superior şi au fost cutate în orogeneza caledoniană veche, o numim Depresiunea caledoniană vest-podolică. Spre NW ea se întinde şi formează baza orogenului hercinic şi kimeric, iar spre SE în Caucaz. De la apariţia Depresiunii vest-podolice, s-au creat în Europa două provincii geologice şi anume: Provincia Europei orientale şi Provincia Europei occidentale. De la data separării lor, ele au avut evoluţiuni geologice deosebite.

Institutul Geologic al României

Provincia Europei orientale corespunde, în linii mari, cu Platforma Europei orientale. Suprafața ei avea atunci o întindere mai mare decît a platformei de astăzi, atît spre sud cît și, în special, spre vest.

După cutările cristalinului podolic, întregul cuprins al acestei provincii nu a fost afectat decît de mișcări epirogenice pozitive și negative. Au existat totuși, în cuprinsul ei, două fose geosinclinale din care au luat naștere cele două unități paleozoice ale Uralilor și Timanului.

Provincia Europei occidentale ocupă tot restul Europei, inclusiv Depresiunea vest-podolică. Cu aceleași caractere se prelungește și în nord-vestul Africei iar prin Caucaz și Anatolia se leagă în Asia Centrală.

După cutările cristalinului podolic și pînă la sfîrșitul terțiarului, această provincie s-a comportat ca o unitate cu fundament labil, pe care s-au desfășurat toate fenomenele geologice care au dus la formarea orogenurilor caledoniene, hercinic, kimeric și alpin.

În această provincie sînt cuprinse restul unităților structurale din fața Carpaților, adică Platforma moesică cu Depresiunea vest-podolică cu orogenul nord-dobrogean și Platforma sudetică.

În realitate, în cuprinsul acestei zone caledoniene vest-podolice, de direcție NW—SE, s-au format succesiv mai multe fose geosinclinale, care s-au deplasat rînd pe rînd de la sud-vest către nord-est.

În fiecare din ele au avut loc faze de sedimentare, ultimele depozite (de umplutură) fiind dezvoltate în facies de fliș. După fiecare din ele, au urmat faze de orogeneză în timpul cărora au luat naștere orogenuri succesive: caledonian, hercinic, kimeric. Depozitele algonkian (rifean) — ordoviciene, de tip geosinclinal, ocupă în Dobrogea trei zone mari sinclinale. Ele au direcția NW—SE (pl. I).

Cea mai nordică ocupă Dobrogea nordică, sudul R. S. S. Moldovenești și sud-estul Moldovei (A). În nord, ea se limitează cu Depresiunea predobrogeană iar, în sud, cu linia tectonică Peceneaga—Camena prelungită în NW. A doua, situată la sud de precedenta este cuprinsă între această linie tectonică și cordiliera podolică Capidava—Ovidiu (B). A treia, cea mai sudică, este cuprinsă între această cordiliera și o altă linie tectonică, indicată cu aproximație, prin linia Văleni de Munte — Călărași (C). În cuprinsul acestor zone sinclinale, depozitele algonkian-superioare (rifean) — ordoviciene sînt reprezentate prin seria șisturilor verzi.

Zona sinclinală din mijloc (B). Șisturile verzi sînt cel mai bine deschise în zona sinclinală din mijloc, cuprinsă între linia Peceneaga—Camena și cordiliera Capidava—Ovidiu, unde au putut fi mai bine urmărite și studiate (zona B). În cuprinsul ei, șisturile verzi ocupă o fîșie cu direcția NW—SE, lungă de 80 km și lată de cca 35 km. Zona de șisturi verzi se continuă, spre NW în Cîmpia romînă, la nord de Dunăre, unde ele au fost întîlnite prin trei sonde. De aici seria șisturilor verzi se continuă către NW pe sub orogenul Carpaților orientali. Prezența lor acolo se face cunoscută

Institutul Geologic al României

6061T

prin blocurile exotice de șisturi verzi remaniate în formațiunile sedimentare ale Carpaților orientali. În cuprinsul seriei se constată o continuitate petrografică de la șisturi cristaline pînă la roci sedimentare tipice cu caracter de fliș (2, 27, 30).

Avînd în vedere elementul de continuitate petrografică, precum și schimbul chimic activ între diferitele roci constituente ale Seriei șisturilor verzi, CĂDERE (6) vede, în ele, depozite formate și metamorfozate într-o arie geosinclinală. Vîrsta șisturilor verzi a fost socotită rînd pe rînd, fie siluriană (GREGORIU ȘTEFĂNESCU, L. MRAZEC, G. MACOVEI), fie carboniferă (R. PASCU), fie precambriană (G. MURGOCI). ION ATANASIU (2) comparîndu-le cu algonkianul din Boemia și cu cambrianul din Lisa-Gora, le consideră de vîrsta acestora.

Pentru prima oară noi le-am atribuit vîrsta precambrian-ordoviciană (27, 30). La concluzia că seria se termină cu ordovicianul am ajuns ținînd seama de faptul că depozitele de la sfîrșitul ei au caracter de fliș. Acestea deci reprezintă depozitele de umplere ale unui geosinclinal care nu putea fi decît geosinclinalul caledonian. În timpul și după depunerea acestora, trebuia să urmeze faza de orogeneză care corespunde fazei de orogeneză caledoniană veche. Existența unei astfel de orogeneze a fost confirmată prin găsirea, în Dobrogea de sud, în sondaje, a gothlandianului cu înclinări pînă la 40°, așezat discordant peste seria șisturilor verzi cu înclinări pînă la 80° (18). În ce privește depozitele din baza seriei de șisturi verzi noi socotim că ea poate fi paralelizată cu rifeanul din Podolia care, prin faptul că este acoperit de cambrian orizontal (39), deci trebuie considerat ca un termen superior al algonkianului superior. În ideea de mai sus, întreaga serie de șisturi verzi algonkian-superioare (rifeană)-ordoviciană poate fi socotită ca serie de geosinclinal, sincronă cu rifeanul—cambrianul—ordovicianul, orizontale de platformă, din Podolia.

Zona sinclinală de nord (A) ocupă Dobrogea nordică. Este cuprinsă între linia Frumușița—Sulina, care o desparte de Depresiunea predobrogeană din nord și marea linie tectonică Peceneaga—Camena, care o desparte de zona sinclinală (B.).

În cuprinsul acestei zone sinclinale, șisturile verzi au fost menționate de ION ATANASIU (2) la Tulcea și de G. MURGOCI (24) la Cartal. În ambele localități, șisturile verzi, vizitate și de noi, au direcția WNW—ENE și înclinări mari la SW. Ele încalecă peste Depresiunea predobrogeană. Baza lor este reprezentată prin șisturi cristaline. Acestea au fost întîlnite prin sonda săpată la nord de Galați. În Ghidul Excursiilor din Dobrogea (15), șisturile filito-cuarțitice de la Tulcea ca și toate apariținile de pe malul drept al canalului Sf. Gheorghe pînă la Mahmudia sînt atribuite la cambrian (?)-ordovician, ceea ce corespunde cu partea superioară a seriei de șisturi verzi, descrise în această lucrare. Toate apariținile de șisturi verzi indicate mai sus se așează de-a lungul unei cordiliere cu direcția WNW—ESE, aproximativ paralelă cu a șisturilor verzi din sud de linia Peceneaga, deformată în parte, de cutările hercinice și kimerice vechi de mai tîrziu.

Institutul Geologic al României

Zona sinclinală B se prelungeşte către NW în sud-estul Moldovei, unde prezenţa unora din depozitele din cuprinsul ei au fost întîlnite de sonde (carapelit, trias mediu calcaros). Mai departe spre nord-vest, ea dispare sub orogenul carpatic.

Zona sinclinală sudică (C) este cuprinsă între cordiliera Capidava—Ovidiu în NE şi o linie Văleni de Munte—Călăraşi în SW. Prezenţa seriei de şisturi verzi în cuprinsul acestei zone este dedusă din următoarele constatări:

O sondă săpată la o mică distanţă de malul Mării Negre, între lacul Techirghiol şi Mangalia a întîlnit marno-calcare gothlandiene cu monoprionide (recunoscute prima oară de MIRCEA ILIE 1954). Ele au fost determinate ulterior generic şi specific de N. GRIGORAŞ. Prezintă înclinări de + 40°, aşezate discordant peste şisturi verzi cu înclinări pînă la 80° (18).

Ţinînd seamă de faptul că şisturile verzi au direcţia de cutare NW—SE măsurată în zona sinclinală B, urmează că, şi în această zonă, caledonidele se prelungesc în direcţia NW. În adevăr prezenţa lor se face evidentă în blocurile de şisturi verzi remaniate în formaţiunile geologice aflate pe prelungirea spre NW a zonei.

Astfel de blocuri de şisturi verzi se cunosc pînă în valea Teleajenului la sud de Vălenii de Munte. Ele apar sub forma de grăunţi mici în gresia de Kliwa dar, mai cu seamă, în argila din spinarea sării de la Copăceni, Gornetu Cuib şi, de aici, mai departe, continuă spre răsărit. în argila sării de la Gornetu Cuib, unele din blocuri ating dimensiuni pînă la cîţiva dm cubi. Date fiind dimensiunile blocurilor, nu se poate admite că au putut fi aduse prin curenţi marini de la o distanţă de 30—40 km, din zona de şisturi verzi de la răsărit de ea. Ele au rezultat din distrugerea ţărmurilor lagunelor în care s-a depus sarea, ţărmuri care erau alcătuite din şisturi verzi şi din alte roci acoperitoare.

Ţinînd seama de faptul că la apus de valea Teleajenului nu mai apar, remaniate în formaţiunile carpatice, roci verzi din fundament, ţinînd seama de direcţia NW—SE de cutare a caledonidelor, măsurată în zona sinclinală B, am socotit că acestea se întind spre vest pînă la o linie aproximativă, de direcţie NW—SE, care porneşte la SW de Vălenii de Munte şi trece pe la Călăraşi: linia Văleni de Munte—Călăraşi.

Din prelungirea celor două zone sinclinale B şi C spre NW, au fost remaniate blocurile exotice de şisturi verzi şi de jurasic, de cretacic şi de eocen, care se întîlnesc în formaţiunile sedimentare ale unităţilor externe ale Carpaţilor din valea Teleajenului în sud, pînă la NW de Przemysl.

Liniile care separă diferitele zone sinclinale sînt linii de încălecare către NW fie ale şisturilor verzi, fie ale fundamentului podolic, iar linia Peceneaga—Camena alcătuieşte marginea unei pînze de şariaj de mare amploare încălecată tot către NE.

În Platforma Europei orientale şi anume în Podolia, grupul de depozite corespunzător bazei şisturilor verzi din Depresiunea dobrogeană caledoniană este reprezentat prin depozitele precambriene separate de geologii sovietici sub numele de depozite de rifii, adică depozite rifeene (39). Sub acest nume a fost cuprins un complex

Institutul Geologic al României

sedimentar care se așează orizontal și discordant peste cristalinul podolic din Podolia și din R. S. S. Moldovenească. El a fost identificat de diverși geologi sovietici în numeroasele sondaje executate în aceste regiuni. Este reprezentat prin pietrișuri, arcoze, etc. acoperite de o serie argiloasă de 225 m. Cuprinde numeroase intercalațiuni de strate tufogene cu grosimi pînă la 30 mm.

În unele părți, peste complexul argilos se așează o serie efuzivă formată din paleobazalte, spilite, tufo-brecii care, la Volinia, în Podolia, are o grosime de peste 140 m. Seria are un aspect bariolat. Depozitele care o alcătuiesc au un ciment feruginos și, uneori, clorito-sericitos. Peste ea se așează, orizontal, cambrianul. S-ar putea ca și aici, ca și în restul Europei, să existe între ele o întrerupere de sedimentație, deci o transgresiune a cambrianului peste rifean. Cambrianul este alcătuit, la bază, din șisturi argiloase bituminoase cu mulaje de viermi pe fețele inferioare. La partea superioară, alternează cu șisturi grezoase roșcate și pietrișuri. Grosimea rifeanului și cambrianului, la un loc, este apreciată la 455 m (39).

Grupa gothlandian — permo-carbonifer sau ciclul hercinic

Am cuprins în acest ciclu o succesiune de depozite care încep printr-o transgresiune și se termină prin depozite cu faciesuri deosebite, după cum depunerea lor a avut loc în fose geosinclinale sau pe platformele lor. Pe acestea din urmă ele sînt indicate prin depozite lagunare iar, în zonele geosinclinale, prin depozite de fliș, cutate în faza de orogeneză hercinică.

Gothlandianul, care constituie formațiunea stratigrafică din baza acestui ciclu geologic se așează, în toate unitățile geologice structurale din fața orogenului carpatic, în transgresiune peste depozite mai vechi.

În Platforma rusă și anume în regiunile cele mai apropiate de orogenul carpatic, gothlandianul este transgresiv, fie peste cambrian fie peste ordovician (39).

Din numeroasele sondaje executate atît în Podolia cît și în R. S. S. Moldovenească, s-a constatat că ordovicianul care, în general, are o grosime numai de cîteva zeci de dm, se prezintă sub formă de petece discontinue. Aceasta s-ar datora faptului că, în faza de gliptogeneză dinaintea gothlandianului (sincronă cu ridicarea fundamentului în timpul orogenezei caledoniene vechi), ordovicianul a fost, în bună parte, distrus, atît prin eroziune cît și prin abraziune. Într-o sondă, săpată la Iași, s-a întîlnit, sub gothlandian, o serie groasă de 495 m, pe care N. MACAROVICI a atribuit-o ordovicianului (25), după asemănarea lui cu ordovicianul din malul Nistrului. O astfel de grosime, pentru ordovician, ni se pare exagerată. De altfel, după descrierea pe care o face unora din rocile cuprinse în acea serie, ar rezulta că, în ea este reprezentat și cambrianul.

Gothlandianul, alcătuit din calcare cenușii, marno-calcare, șisturi argiloase, etc., care cuprinde resturi de tentaculiți, brachiopode, coralieri, triboliți, etc. este acoperit

Institutul Geologic al României

de devonian reprezentat prin toate etajele lui pînă la famenian inclusiv. El începe prin depozite dezvoltate în facies de Oldred, facies care a fost întîlnit și de o sondă săpată în Moldova, la sud de orașul Vaslui. La Nipropetrovsk, acest facies cuprinde și masive de sare.

Peste devonianul inferior, urmează restul etajelor devoniene, alcătuite din șisturi argiloase care alternează cu calcare, cu calcare dolomitizate, gresii, fiecare cu fosile caracteristice. Carboniferul este reprezentat și el prin depozite orizontale aparținînd carboniferului inferior și mediu.

V. N. CORTENȘTEIN (7) citează într-o sondă săpată în Depresiunea nord-dobrogeană din R. S. S. Moldovenească, prezența unui fragment de *Cordaites*, tip *artizia* care, după datele acestui autor, nu este însă mai vechi decît devonianul și nici mai nou decît permianul.

Acest din urmă etaj a fost întîlnit, de asemenea, în Depresiunea predobrogeană în sonde săpate atît în R. S. S. Moldovenească, precum și într-o sondă săpată în Moldova pe malul stîng al Siretului, la nord-est de Adjud (Hurueșți).

În Depresiunea vest-podolică și în Platforma moesică, în Dobrogea și din Cîmpia romînă, gothlandianul fosilifer se reazimă în discordanță fie peste seria șisturilor verzi, fie peste cristalinul podolic.

Devonianul orizontal a fost întîlnit într-o sondă săpată la Călărași. Vîrsta lui a fost determinată, pe bază palinologică de către VENKATACHALA și D. BEJU, în cadrul Laboratorului de geologie a Ministerului Petrolului și Chimiei. Carota scoasă, este formată, la partea superioară, din calcare brune slab bituminoase, la mijloc din anhidrite cenușii și, la partea inferioară, din calcare negricioase.

Datele pe care le posedăm asupra paleozoicului din platformă sînt foarte restrînse datorită, pe de o parte, faptului că nu s-au executat carotaje continue iar, pe de alta, din cauza că sondele nu au fost destul de adînci. Cunoaștem de exemplu, că depozitele carboniferului inferior au fost determinate pe o carotă scoasă dintr-o sondă de la Călărași. Determinarea lui s-a făcut pe bază palinologică de D. PATRULIUS. Într-o sondă săpată de Comitetul Geologic, pe malul stîng al Dunării, la Cetate, nord de Calafat, același autor semnalează prezența carboniferului inferior, reprezentat prin calcare cu *Productus*. Date mai precise avem asupra existenței permianului întîlnit, sub formă de gresii roșii cu anhidrit, în sonde săpate la apus de Pitești. Noi presupunem că și celelalte diviziuni ale paleozoicului au fost reprezentate așa cum se găsesc și în Platforma rusă precum și în cea sudetică. Ele au putut prezenta depozite cu diverse faciesuri, în special lagunare sau continentale, care au putut fi distruse în repetatele perioade continentale și marine care au avut loc mai tîrziu pe acestă platformă.

În Platforma sudetică nu s-a remarcat o transgresiune cu totul pregnantă a gothlandianului peste ordovician. Totuși s-a constatat în Boemia, existența unei lacune care separă ordovicianul de gotlandian, așa că apare o întrerupere netă, atît

Institutul Geologic al României

litologică cît și faunistică între aceste etaje (16). În aceeași regiune, devonianul inferior apare într-o regiune restrînsă între Praga și Beraux unde se așază concordant peste gothlandian de facies hercinic (calcarele de Konjéprus) care suportă devonianul mediu de facies profund și se termină prin devonianul superior (16).

În Dobrogea de nord (zona sinclinală A), a existat și o fază geosinclinală care începe cu gothlandianul. Am arătat mai înainte că complexul șisturilor verzi apare la zi în două insule, la Tulcea și Cartal. Depozitele de aici ar reprezenta numai partea superioară a seriei, după O. MIRĂUȚĂ cambrian (?) — ordoviciană. Masa șisturilor verzi mai vechi decît acestea ar fi reprezentată prin seria cristalină descrisă de D. GIUȘCĂ (17), precum și prin cele întîlnite prin sondaje în Moldova de sud-est.

Gothlandianul nu este menționat în Dobrogea de nord. Noi presupunem că el trebuie să existe sau să fi existat, probabil în discordanță, peste ordovicianul șisturilor verzi.

Devonianul a fost dovedit pe bază de fosile în Dealul Bujoarele. După G. MURGOCI, acest sistem ar fi reprezentat prin toate diviziunile lui, care, într-un profil est—vest între Dealul Bujoarele și Piatra Rîioasă s-ar prezenta cu următoarea succesiune:

Seria din bază este argiloasă și cuprinde intercalații de șisturi calcaroase cu înclinări de $\pm 58°$. În ea au fost găsite de D. CĂDERE resturi de fosile și determinate de I. SIMIONESCU care a descris lamelibranchiate, trilobiți, tentaculiți și brachiopode, etc. între cari: *Chonetes sarcinulata*, *Orthotetes umbraculum*, *Uncites antiquus*, etc. și care dovedesc existența devonianului inferior și anume a coblenzianului (34); filite și șisturi grafitoase; calcare albe zaharoide; cuarțite cu crinoide și șisturi sericitice.

Cristalinitatea seriei de filite și șisturi grafitoase și șisturi sericitice este datorită contactului cu masele eruptive granitice care străbat seria devoniană.

Permo-carboniferul este reprezentat în Dobrogea nordică printr-o serie de depozite pe care MRAZEC și PASCU le-a separat sub numele de formațiunea de Carapelit. Această serie cu o grosime de peste 1000 m este alcătuită din conglomerate cenușiu-verzui, uneori violacee și din șisturi argiloase filitizate cenușii și violacei, sericitizate și cloritizate. Vîrsta ei nu a fost stabilită cu date precise. A fost socotită de la început permo-carboniferă. Mai tîrziu, ȘT. CANTUNIARI a găsit în ea un rest de trunchi, pe care PAEKELMANN (26) l-a determinat ca aparținînd genului *Archaeocalamites* care indică vîrsta namuriană sau vestfaliană a stratelor din care a fost recoltat.

Noi socotim că formațiunea de Carapelit constituie depozitele de fliș ale geosinclinalului hercinic (30). Ea ar cuprinde toată seria de depozite de la carbonifer pînă la permian, depuse în zona geosinclinală. În aceeași perioadă de timp cele două platforme care mărgineau geosinclinalul paleozoic dobrogean, adică Platforma rusă și Platforma moesică.

Paleozoicul este reprezentat numai prin unele din diviziunile lui care se urmăresc din cambrian pînă în permian, inclusiv. Unele din ele sînt necunoscute astăzi, fie din

Institutul Geologic al României

cauză că nu avem date de foraj suficiente, fie că au fost distruse, în repetatele faze de epirogeneză încercate de aceste platforme.

După unii autori, formaţiunea de Carapelit ar corespunde, ca vîrstă, numai carboniferului inferior şi ar arăta că orogeneza a avut loc în timpul depunerii ei. După părerea noastră, formaţiunea de Carapelit reprezintă faciesul de fliş (30) al permo-carboniferului.

Cutarea hercinică ar fi avut loc fie în fază de orogeneză saalică, adică între permianul mediu şi cel superior, fie într-o fază pfaltzică, după acesta. Cutele hercinice au direcţia NW—SE şi sînt tăiate în discordanţa unghiulară, de cutele şisturilor verzi din Dobrogea mijlocie, de-a lungul liniei Peceneaga—Camena. Spre NW ele au fost recunoscute, prin sondaje, în Moldova de SE de unde, pe sub orogenul carpatic, ele se leagă, prin Sudeţi, în zona centrală hercinică din Europa vestică. În răsărit, sistemul hercinic nord-dobrogean se continuă prin Crimeea de sud, în fundamentul Caucazului. Faza de cutare hercinică din Dobrogea de nord, corespunde cu o fază generală de ridicare a tuturor platformelor din faţa orogenului carpatic. Această ridicare rezultă din dezvoltarea unui facies salin atît pe Platformele sudetică şi rusă, cît şi pe cea moesică, în Romînia şi Bulgaria.

În timpul orogenezei hercinice a avut loc desfăşurarea unui magmatism foarte pronunţat în Dobrogea nordică. Apariţiunile de granite cu diferenţierile lor de diorite, gabbrouri, etc. aparţin acestei orogeneze (G. MURGOCI) D. ROMAN a precizat că punerea lor în loc s-a făcut în două faze: înainte şi după depunerea Carapelitului.

Grupa Trias—Lias inferior sau ciclul kimeric vechi

Acest ciclu prezintă un interes deosebit pentru tectonica geologică regională, pentru că, în faza lui de orogeneză, au luat naştere două mari pînze de şariaj cu mişcări de translaţie excepţional de importante: pînza şisturilor verzi şi pînza carpatică centrală. Dintre cele patru unităţi geologice structurale, situate în faţa orogenului carpatic, numai una din ele şi anume cea ocupată de orogenul nord-dobrogean (zona sinclinală A) s-a comportat ca o arie geosinclinală.

Celelalte trei au constituit platformele continentale de o parte şi de alta ale acestui geosinclinal. Geosinclinalul kimeric vechi din Dobrogea de nord de care ne ocupăm, se lega, în răsărit, prin Crimeea, în Caucaz. În apus, depozitele formate în el (astăzi Subcarpaţii) se legau cu triasul din Alpi. După o fază de gliptogeneză urmată după cutările hercine, se formează, în Dobrogea de nord, o arie geosinclinală, al cărei început corespunde cu începutul triasicului, adică a verfenianului.

Verfenianul este cunoscut în mai multe localităţi din Dobrogea şi este bine reprezentat într-o zonă cu direcţia WNW — ESE care se întinde de o parte şi de alta a oraşului Tulcea pînă la Mahmudia. Verfenianul este alcătuit aci, la bază, din conglomerate poligene rupte din formaţiunile geologice de dedesubt şi sînt acoperite de

Institutul Geologic al României

şisturi argiloase grezoase de culoare roşiatică-vişinie. Seria de bază corespunde părţii inferioare a verfenianului de tip alpin, seria de Seiss. La apus de Tulcea, este acoperită de un banc de cuarţite albe, care, la rîndul lor, primesc concordant şisturi argiloase satinate roşii, cu intercalaţii de şisturi calcaroase dolomitice şi argile, bine deschise în malul Dunării în punctul « La Cazărmi » din Tulcea veche (seria de Campile). De aici, SIMIONESCU (33) a determinat o faună în care menţionăm *Pecten alberti* GOLDF., *Pseudomonotis venetiana* HAUER, *Tirolites haueri* MOJS, *Danubites* aff. *himalayensis* GRIM., *Dinarites*, etc. Verfenianul mai este menţionat pe malul drept al pîrîului Teliţa, în aval de Mînăstirea Cilic, în sud de Frecăţei. El a fost menţionat de VICTOR ANASTASIU (1), care a găsit un exemplar de *Ceratites münsteri* la Zibil.

Triasicul mediu este reprezentat prin cele două diviziuni ale lui, anisian şi ladinian. Anisianul inferior este alcătuit fie din calcare negre bituminoase de Guttenstein cu *Gervillea* (pe şoseaua Isaccea Tulcea) fie din calcare roşii care se continuă şi în ladinian. Pe bază de fosile, anisianul a fost recunoscut în numeroase localităţi din Dobrogea de nord. Ladinianul ca şi anisianul este cunoscut în numeroase localităţi din Dobrogea de nord. Prezintă faciesuri deosebite: de Hallstatt (Agighiol) St. Cassian (Insula Popina).

Triasicul superior reprezentat prin carnian şi norian este reprezentat, la partea inferioară, prin marne şi calcare noduloase, care, în partea superioară, se continuă printr-un complex puternic de depozite de fliş, în care se recunosc conglomerate, gresii cu hieroglife, marne cu fucoide (Valea Teliţei). Triasicul superior cu facies de fliş paralelizat de REDLICH cu seria de Lunz. Se termină, la partea, superioară cu gresia de Denistepe pe care G. MURGOCI o atribuie liasicului inferior. Uneori, cum este la Cîrjelari, unde gresiile se prezintă, după G. MURGOCI (24), ca cele de la Denistepe, altele, şi anume cele mai fine dintre ele, seamănă cu cele din flişul carpatic, cu care se pot confunda uşor. În adevăr, a scris acest autor, nu numai că suprafeţele sînt răsucite, crăpate şi încreţite, cum se vede la gresiile din fliş, dar, ca şi acestea, prezintă crăpături cu vine de calcit care le face să nu poată fi deosebite de ele. După unii geologi, seria de fliş ar aparţine numai triasicului superior. Alţii însă, între care POMPECKY (24) le împing pînă în liasic, ideie pe care o împărtăşeşte şi G. MURGOCI.

Din cele spuse pînă aici, rezultă că triasicul din Dobrogea este dezvoltat în facies alpin. Depunerea lui ar trebui să aibă loc în acelaşi geosinclinal cu cel din Alpi. Umplerea geosinclinalului a avut loc cu depozite de fliş în Triasicul superior—Liasicul inferior în timpul căruia s-a produs faza de orogeneză kimerică veche. Această fază era terminată la începutul liasicului mediu, căci acesta se întîlneşte în Dobrogea nordică în poziţia de discordanţă peste depozite mai vechi. În cuprinsul celorlalte unităţi din faţa Carpaţilor, depozitele triasice şi liasice sînt orizontale şi au caracter tipic de depozite de platformă.

Institutul Geologic al României

În Platforma rusă, triasicul și liasicul inferior sînt reprezentate prin depozite, de culoare roșcată, fluvio-lacustre. KARTEV (19) le menționează la Nipropetrovsk, unde sînt reprezentate prin depozite fluvio-lacustre cu resturi de plante caracteristice.

În Platforma sudetică, triasicul este reprezentat prin cele trei diviziuni clasice ale faciesului german:

Buntsandstein format din depozite lagunare sau fluvio-lacustre reprezentate prin conglomerate, gresii, șisturi, de culoare roșiatică, gălbuie sau violacee, în general cu stratificație încrucișată;

Muschelkalk, alcătuit din depozite marine reprezentate prin calcare și dolomite cu intercalațiuni subordonate de anhidrite;

Keuper reprezentat prin depozite clastice și halogene cu lentile de sare, gips și anhidrit și depozite fluvio-lacustre.

În Platforma moesică, sondajele au pus în evidență o serie identică cu cea din Platforma sudetică. Liasicul nu a putut fi identificat pînă acum în carote, pentru motivele arătate sus, adică lipsa de carotaje continue. Prezența lui în Platforma rusă și faptul că a fost întîlnit lias mediu în Dobrogea de nord, arată că el nu putea lipsi din Platforma moesică. El ar fi putut fi denudat în timpul transgresiunii doggeriene.

Orogeneza kimerică veche și efectele ei. Efectele acestei orogeneze sînt evidente în cuprinsul orogenului nord-dobrogean, unde depozitele triasice și liasice inferioare sînt puternic cutate. Cu excepția profilului de la Hagighiol, unde se află o serie stratigrafică continuă, sînt puține localitățile unde se poate urmări o succesiune de depozite care aparțin la mai multe etape. De obicei, formațiunile geologice apar numai în pachete izolate, separate prin mase puternice de loess care nivelează asperitățile reliefului. Studiile geologice amănunțite pe care le întreprinde în ultima vreme Comitetul Geologic cu cercetarea amănunțită a resturilor organice, va putea duce la stabilirea cu preciziune a succesiunei stratigrafice și la încadrarea diferitelor faciesuri ale Triasicului, în schema stratigrafică generală.

Deocamdată știm, că depozitele triasicului și liasicului inferior sînt puternic cutate, prezentînd înclinări mari pînă aproape de verticală. Fără îndoială că orogeneza kimerică veche din Dobrogea nordică era terminată înainte de liasicul mediu, deoarece acesta este discordant peste triasic. Evenimentul cel mai important legat de orogeneza kimerică veche din Romînia, îl constituie formarea, în timpurile ei, a două pînze de șariaj cu o amplitudine de deplasare, excepțional de mare: Pînza șisturilor verzi și Pînza carpatică centrală (pl. I și II).

Pînza șisturilor verzi. Această pînză a fost separată de noi încă din anul 1947 (27). Pentru prima dată, ea apare figurată în anul 1953 (31) și apoi în 1958 (30). La toate edițiile s-au făcut unele corecturi asupra limitelor ei, pînă la forma prezentată în această lucrare.

Institutul Geologic al României

De multă vreme, geologii romîni (L. Mrazec, G. Macovei) au constatat faptul că de-a lungul liniei Peceneaga—Camena, există o discordanță între direcțiunile șisturilor verzi din Dobrogea sudică și ale paleozoicului și triasicului din cuprinsul orogenului nord-dobrogean.

D. Cădere (6) a precizat că, la Camena și Ciamurlia, direcția șisturilor verzi este de N 35°W—S 35°E, pe cînd direcția devonianului de la nord de linia Peceneaga—Camena este de N 15°W—S 15°E. Diferența de 20° se poate urmări în tot lungul liniei Peceneaga—Camena.

Ținînd seamă de faptul că această diferență unghiulară se urmărește pe o lungime de 80 km, urmează ca șisturile verzi din Dobrogea sudică se încalecă către NE peste Dobrogea nordică sub forma unei pînze de șariaj pe care noi am separat-o sub numele de Pînza șisturilor verzi.

Printr-o construcție geometrică simplă, se poate trage concluzia că, în cuprinsul Dobrogei, Pînza șisturilor verzi este încălecată peste Dobrogea nordică, hercinică—kimerică veche, pe o distanță de cel puțin 20 km.

L. Mrazec a arătat că Dobrogea se prelungește către NW, la nord de Dunăre și, pe sub orogenul Carpaților orientali, ea se face evidentă, pînă la nord de Dunăre și, pe sub Carpați, se întinde pînă la Przemysl în Polonia (20).

Sondajele executate la nord de Dunăre au întîlnit seria șisturilor verzi, fie sub forma de șisturi cristaline (la nord de Galați), fie cu alte înfățișări (la vest de Brăila și la confluența Siretului cu rîul Buzău). Formațiunea de Carapelit a fost întîlnită în sondele de la Frumușița, iar triasicul a fost întîlnit în două sonde de la nord-vest de Galați.

Sondele săpate la Roman, au intrat în silurianul necutat al platformei ca, de altfel, ca și altă sondă săpată în zona externă a orogenului carpatic, în Moldova de nord. La Vaslui, o sondă a întîlnit devonianul necutat al Platformei ruse.

Din datele de mai sus rezultă că, orogenul nord-dobrogean, prelungit în direcția NW, în Moldova de sud, de la sud-vest de Roman, intră sub orogenul carpatic.

Mai departe, către NW, între orogenul carpatic și Platforma rusă, șisturile verzi au fost întîlnite numai într-o sondă săpată la sud de masivul Lisa-Gora. În această zonă însă a fost întîlnit, în numeroase sonde, gothlandianul puternic cutat, cu înclinări, uneori pînă la 80°. Fără îndoială că acest silurian cutat stă peste șisturile verzi și reprezintă silurianul cutat al pînzei șisturilor verzi. El și deci pînza șisturilor verzi, ia contact în est, prin încălecare, cu paleozoicul orizontal al Platformei ruse. Dispariția întregii Dobroge hercinice-kimerice sub orogenul carpatic și anume sub șisturile verzi din baza lui se face la SW de orașul Roman.

Limita dintre gothlandianul cutat al pînzei și cel orizontal al platformei a fost fixat, în trăsături mari, prin numeroase sonde. Această limită este dată de o linie ce trece pe la răsărit de Colomeea, pe la apus de Lwow, pe la răsărit de Stry, pe la

Institutul Geologic al României

răsărit de Rava Ruscaia, pe la răsărit de Lisa-Gora, de unde se îndreaptă către NW. În sud, în Romînia, ea trece pe la apus de bordura Carpaţilor din Moldova de nord, de sub care iese la SW de Roman, legîndu-se mai departe în linia Peceneaga—Camena.

Rezultă din datele de mai sus că la Roman, încălecarea pînzei peste orogenul nord-dobrogean este egală cu lăţimea pe care aceasta o are în Dobrogea de nord, plus 20 km de-a lungul liniei Peceneaga—Camena, adică ± 60 km. Mai mult, pînă în această regiune, Pînza şisturilor verzi încalecă şi întreaga Depresiune predobrogeană, depresiune formată în liasicul inferior şi în care este recunoscut acest etaj şi anisianul de tip podolic. Prelungirea Depresiunei predobrogene în Depresiunea Lwowului nu poate şi nu trebuie susţinută (12).

În concluzie, la sud-vest de Roman, încălecarea pînzei spre este este de cel puţin 120 km. Ea creşte spre nord, unde încalecă, mai adînc peste Platforma rusă, pe o distanţă care nu se poate aprecia astăzi.

Am menţionat altădată faptul că lipsa rocilor nord-dobrogene în sedimentele formaţiunilor externe ale Carpaţilor, arată că în timpul formării acestora, orogenul nord-dobrogean era acoperit în întregime de Pînza şisturilor verzi. Contactul care se vede între orogenul carpatic şi Dobrogea nordică (pl. I, II) trebuie înţeles că unitatea externă a acelui orogen, care cuprinde numai şisturi verzi nu şi roci exotice nord-dobrogene, este anormal. Este un contact de pînză post-sarmaţiană a orogenului carpatic peste Vorland.

Pînza carpatică centrală. Este reprezentată în imensa buclă, pe care o face, spre est, cristalinul din zona centrală a Carpaţilor, îndepărtîndu-se, în acea direcţie, de zona cristalină axială a orogenului alpin. Se cunoaşte astăzi că, în această parte a Europei, direcţia acelei zone axiale alpine are direcţia NW—SE, paralelă cu a sistemului orogenic dinaric. Ea constituie masa Rhodopului şi, spre NW, prin fundamentul Depresiunei panoniene, se leagă în capătul de răsărit al zonei axiale a Alpilor. Desprins de pe versantul de răsărit al zonei axiale, cristalinul împreună cu o serie de depozite s-a deplasat spre răsărit, dînd naştere la Pînza carpatică centrală. În unele locuri, deplasarea ei s-a făcut pe ± 400 km.

Masa pînzei este reprezentată în masivul cristalin Tatra, în Insula cristalină de răsărit şi în Vorlandul Pînzei getice. Este alcătuită din şisturi cristaline cu masive intrusive de granit şi diferenţierile lor. În partea superioară a şisturilor cristaline, o grupă din ele este sincronă cu seria şisturilor verzi. Deasupra cuprinde şi devonianul şi carboniferul, reprezentat prin calcare şi şisturi cuarţitice grafitoase şi permianul, reprezentat prin sernifite.

Peste acestea se aşază, totdeauna transgresiv, triasicul acoperit de liasicul inferior.

În Perşani şi în Carpaţii orientali, triasicul este reprezentat prin toate diviziunile lui, dezvoltate în facies alpin, ca în Alpi, Dinarizi şi Dobrogea nordică.

Institutul Geologic al României

Pe autohtonul pînzei getice, pot fi atribuite triasicului alpin, conglomeratele şi dolomitele din Culmea Bivolului, care constituie cumpăna apelor, între izvoarele Motrului şi afluenţii Cernii.

Menţionăm că peste dolomitele din Carpaţii orientali, pe pîrîul Rana, afluent pe stînga al Trotuşului aproape de izvoarele lui, se află o serie şistoasă, argilo-silicioasă şi grezoasă micaferă, răsucită, cu aspect tectonizat, în care au fost găsite cochilii de *Spiriferina*[1]) care arată că vîrsta depozitelor care le conţin aparţine triasicului superior — liasicului cel mai inferior.

Atît în Perşani cît şi în insula cristalină de răsărit, liasicul este reprezentat prin marnocalcarele roşii de Adneth. Din analiza unei bogate faune recoltate din ele, în Perşani, GR. RĂILEANU (32) ajunge la concluzia că majoritatea formelor au o mare dezvoltare în sinemurian şi lotharingian.

Autohtonul pînzei este format din fundament podolic, pe care se află caledonidele, hercinidele şi kimeridele, din Depresiunea caledoniană şi Dobrogea, prelungite spre NW, pe sub Carpaţi şi deci şi pe sub pînza carpatică centrală, în caledonidele, hercinidele şi kimeridele din vestul Europei. Pentru aceste motive, socotim că Pînza carpatică centrală este de vîrsta kimerică.

În Carpaţii orientali am tras, cu aproximaţie, limita pe care se face încălecarea pînzei peste şisturile verzi ale autohtonului, prin mijlocul pînzei mediane a flişului (zona gresiei de Tarcău). Am ajuns la această soluţie, condus de faptul, că această gresie, care este alcătuită aproape în întregime din material remaniat din Carpaţi, are în bază, pe flancul de vest al zonei de Tarcău, conglomerate formate din blocuri remaniate din cristalin carpatic. În baza ei, din flancul de răsărit al zonei, se întîlnesc în baza eocenului şi fragmente rotunjite de roci verzi, iar la partea superioară, şisturi disodilice şi gresie silicioasă albă, oligocene, formate pe socoteala Vorlandului.

Mai la apus de Depresiunea caledoniană vest-podolică în est, Pînza carpatică centrală ia contact cu elementele Platformei moesice. Din examinarea puţinelor date pe care le-am avut la îndemînă rezultă că o pînză similară cu Pînza carpatică centrală ar putea exista în Balcani (pl. II): Pînza balcanică centrală. Ea ar avea aceleaşi coordonate ca şi Pînza carpatică centrală. Triasicul alpin de la Cotel, indică bordura pînzei; el poate fi asemuit cu triasicul din spinarea pînzei carpatice centrale. În ideea lui MURATOV, pe care ne-am însuşit-o în această lucrare, anume că orogenul balcanic s-ar lega în Caucaz, triasicul din Dobrogea nordică, continuat în sudul Crimeei, ar constitui şi autohtonul Pînzei balcanice centrale (pl. II). Pînza ar fi desprinsă din zona axială alpină a Rhodopului.

[1]) JEKELIUS mi-a adus la cunoştinţă că în Muzeul geologic de la Viena a găsit cîteva brachiopode nedeterminate, colectate de ALTH, pe malul stîng al pîrîului Rana, cu ocazia săpăturilor făcute pentru instalarea unei linii ferate. Au fost determinate de JEKELIUS şi aparţin genului *Spiriferina*.

Am vizitat şi eu regiunea şi, în rocile descrise mai sus, am găsit un exemplar bine conservat de *Spiriferina*, care a fost depus în colecţia Laboratorului de geologie de la Universitatea din Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Grupa Lias mediu—Terțiar sau faza de litogeneză postkimerică veche

Am cuprins în această fază și liasicul mediu, deși el nu este cunoscut. Depus, probabil, în facies continental, el a fost ros înainte de transgresiunea doggeriană. Depozitele acestei faze au putut fi urmărite cel mai bine pe Platformele sudetică și moesică, unde s-a săpat un număr important de sonde.

Pretutindeni ele sînt orizontale și afectate de numeroase lacune stratigrafice. Prezintă o scoborîre continuă în fața orogenului carpatic, care, în pliocenul din Platforma moesică, se accentuează pe măsură ce se apropie de el.

CONCLUZII GENERALE

Din examinarea datelor prezentate în această lucrare, rezultă următoarele concluzii mai importante:

Fundamentul orogenului carpatic, precum și al întregului continent european, cu excepția Munților Scandinavi, prelungiți în Anglia, este format din șisturi cristaline de tip podolic;

În partea mijlocie a Europei, există o depresiune cu direcția NW—SE pe care am numit-o Depresiunea caledoniană vest-podolică sau, pe scurt, Depresiunea vest-podolică. În sud-est, ea ocupă o fîșie de-a lungul Dunării, în R. S. S. Moldovenească apoi sud-estul Moldovei, Dobrogea întreagă și partea de răsărit a Cîmpiei romîne. Către NW, Depresiunea vest-podolică, se întinde, pe sub orogenul carpatic și se unește cu Platforma sudetică din fața Carpaților nordici.

Depresiunea vest-podolică constituie un graben, limitat în est și vest, de două fracturi cu direcția NW—SE, care o separă de două platforme structurale. Fractura de răsărit o desparte de Platforma Europei orientale (rusă) și corespunde cu marginea nordică a orogenului hercinic. Se urmărește, începînd din nordul Ardenilor, prin nordul Hercinicului din Regiunea rhenană, pe la răsărit de Sudeți, de unde, pe sub Carpați, reapare în Moldova de sud-est. Mai departe, spre SE, se continuă, printre orogenul hercinic nord-dobrogean și Depresiunea vest-podolică, în Caucaz.

Fractura care o mărginește în vest, o desparte de Platforma moesică. Am reprezentat acea fractură, aproximativ, printr-o linie tectonică Vălenii de Munte—Călărași, deoarece am socotit că, pînă la această linie, se întind, spre vest, șisturile verzi. Și această fractură se prelungește spre NW. Deocamdată, însă, nu se poate preciza modul ei de prelungire, în Europa centrală.

Existența fundamentului cristalin podolic în Depresiunea vest-podolică și în Platforma moesică rezultă din următoarele constatări:

Prezența de gnaisuri porfirice cu cristale mari de feldspat roșu, identice cu cele de la Todireni din Romînia și din restul Platformei ruse. Acestea sînt cunoscute de asemenea în cordiliera Capidava—Ovidiu, în conglomeratele din seria șisturilor

Institutul Geologic al României

verzi din Depresiunea vest-podolică, și în blocurile din argila sării de la Podeni, la apus de Valea Dulce. Noi socotim că, și șisturile cristaline, verticale, întîlnite în sondele de la Ciurești și Optași, țin tot de fundamentul cristalin podolic. Aceluiași tip de cristalin podolic aparține, foarte probabil și Platforma africo-asiatică. Direcțiunea cutelor cristalinului din fundament este NW—SE, aceeași în toată Europa; ea se deduce:

Din direcțiunea NW—SE a tuturor foselor geosinclinale paleozoice-triasice, din tot cuprinsul Europei: zonele geosinclinale ale Uralilor, ale Depresiunei vest-podolice, a zonei centrale alpine de la apus de Viena—Rhodop, a Apeninilor, a Pirineilor.

Din direcțiunile NW—SE ale unor linii care indică maxime magnetice, datorite unor mase de roci bazice de diabaze, cu mineralizări de fier sau de andezite și de bazalte terțiare, care nu s-au ridicat pînă la suprafață. Astfel de linii se cunosc în toată Cîmpia romînă. Între ele se numără și linia Capidava—Ovidiu. De unele din aceste linii sînt legate izvoarele de ape termale de la Mangalia, Victoria lîngă Oradea Mare și Băile Herculane.

Din direcțiunile NW—SE ale unor fracturi adînci de care sînt legate mase eruptive vulcanice bazice, terțiare și actuale, însoțite de mineralizări, mofete, etc.

Dintre acestea menționăm:

Fracturile cu direcția NW—SE, din Hărghita—Căliman, care se prelungesc, prin Ungaria, în Boemia la Karlovyvary și, în sud-est, pe sub Carpați, în Depresiunea prepodolică;

Fracturile din Munții Apuseni care, în NW se prelungesc la Budapesta și în valea Rinului iar, în sud-est, la Sistov;

Fracturile din vestul Italiei, care spre NW se prelungesc în Platoul central francez;

Fracturile din Arhipelagul grecesc, care se prelungesc din fosa eritreană.

Din fracturi cu direcția NW—SE pe care se află focarele cutremurelor de pămînt vechi și noi din Provincia Europei occidentale.

Din punct de vedere al evoluției geologice, se deosebesc în Europa, două provincii:

Provincia Europei orientale ocupă Platforma Europei orientale. Cu excepția foselor Uralilor și Timanului, interesate și în alte mișcări, ea n-a fost afectată decît de mișcări epirogenetice, în sus și în jos.

Provincia Europei occidentale ocupă restul Europei, nord-vestul Africei și, prin Caucaz și Asia Mică, se leagă de Asia centrală. Puternic frămîntată, în ea au luat naștere orogenurile caledonian, hercinic, kimeric și alpin.

Pe Platformele Europei orientale și moesică, se găsesc, începînd din algonkianul superior (rifean) și cambrian (în Platforma Europei orientale) și în Platforma moesică din Romînia (recunoscute pînă astăzi) din gothlandian, diferitele etaje ale paleozoicului, mesozoicului și terțiarului. Ele sînt pretutindeni orizontale și se prezintă cu faciesuri de platformă.

Institutul Geologic al României

În Depresiunea vest-podolică din Romînia se disting trei zone sinclinale cu direcția NW—SE, una nordică (A), una mijlocie (B) și alta sudică (C), separate prin dislocații tectonice.

În toate zonele sinclinale se întîlnesc depozite algonkian-superioare (rifeene)-ordoviciene, cutate în orogeneza caledoniană veche. În zona sinclinală sudică, se recunoaște o ușoară orogeneză ardenică.

În zona sinclinală nordică, a existat un geosinclinal gothlandian—permo-carbonifer. Depozitele formate în el s-au cutat în faza hercinică. Cutele rezultate au direcția NW—SE și se leagă pe sub Carpați, în hercinicul sudeților și, prin acesta, cu cel din apus.

În partea de NE a zonei sinclinale de nord, s-a instalat un geosinclinal triasic, care a durat pînă în liasicul inferior. Acest geosinclinal se lega în NW în Alpi iar, în răsărit în Caucaz. Faza de orogeneză a avut loc în orogeneza kimerică veche, după liasicul inferior și înainte de liasicul mediu, cînd depozitele din geosinclinal au fost cutate. Direcția cutelor este NW—SE. În timpul acestor orogeneze, au luat naștere două pînze de șariaj. Pînza șisturilor verzi și Pînza carpatică centrală.

Pînza șisturilor verzi s-a desprins de fundament în zona sinclinală mijlocie (B). Bordura ei este formată de linia Peceneaga—Camena continuată spre nord-vest, de sub orogenul carpatic, apoi pe la răsărit de Colomeea, pe la apus de Lwow, pe la răsărit de Rava Ruscaia, pe la răsărit de Lisa Gora și mai departe în NW.

Pe linia Peceneaga—Camena încălecarea peste orogenul hercinic—kimeric nord-dobrogean, pe cca 20 km. La sud-vest de Roman îl acoperă complet atît pe el cît și Depresiunea nord-dobrogeană. Încălecarea pînzei peste autohton este aci de 120 km. Ea se continuă mai departe peste Platforma rusă, retrăgîndu-se sub orogenul hercinic. Pînza este formată din seria șisturilor verzi acoperite de gothlandian cutat și apoi de depozitele paleozoicului, triasice și liasice-inferioare. Autohtonul, în Platforma rusă, este format din paleozoic pînă în carboniferul inferior inclusiv, din permianul lagunar și din triasicul dezvoltat în facies podolic.

Pînza carpatică centrală ocupă imensa buclă pe care cristalinul din zona centrală a Carpaților, acoperit de trias și lias inferior de tip alpin, desprinse de pe zona centrală a orogenului alpin din răsărit, cu direcția NW—SE (între vestul Vienei și masa Rhodopului), o face înspre est. Autohtonul pînzei este format în vest, în nord, în răsărit și în sud-est de elementele pînzei șisturilor verzi și ale autohtonului ei hercinic-kimeric iar în sud, de Platforma moesică. Pînza are, între Viena și Tatra, direcția NW—SE, ocolește acest masiv pe la răsărit, apoi se îndoaie spre SE pe la răsărit de zona centrală a Carpaților orientali. Mai departe se sucește spre sud-vest și sud, prin sudul autohtonului pînzei getice și, apoi, taie Dunărea pe la Gruia, trecînd în Peninsula balcanică.

Institutul Geologic al României

D. M. PREDA
SCHEMA TECTONICĂ A UNITĂȚILOR GEOLOGICE STRUCTURALE DIN ROMINIA

0 15 30 45 60 75 km

SCARA 1:1.500.000

LEGENDA

Provincia Europei orientale
- Platforma Europei orientale

Provincia Europei occidentale
- Platforma moezică (fundament sincron) cu cel podolic
- Orogen hercinic-kimeric
- Pînza șisturilor verzi
- Pînza și zona pericarpatică

Provincia Europei occidentale
- Pînza carpatică centrală cu zona internă a flișului
- Pînza getică
- Pînzele mediane ale flișului
- Pînza marginală a flișului

Depresiunea vest podolică

- Cordiliera Ovidiu-Capidava
- Pc — Limita Pînzei carpatice centrale
- Psv — Limita Pînzei șisturilor verzi
- H — Limita nordică a Orogenului hercinic
- C.V.B — Linia Călărași-Văleni de Munte-Bretagne
- K — Limita nordică a Orogenului kimeric
- Pg — Limita Pînzei getice
- Pi — Limita zonei interne a flișului
- PM — Limita Pînzei mediane a flișului
- Pm — Limita Pînzei marginale a flișului
- Pp — Limita Pînzei pericarpatice și Orogenului carpatic
- M — Falii profunde cu direcție podolică riolite, andezite, bazalte, tufuri (+) (în subcarpați la curbură zona importantă (x-x) de conglomerate și tufuri andezitice) mineralizări (M); izvoare termale (T).
- N — Maxime magnetice datorate rocelor eruptive bazice ești pe fracturi adînci cu direcție podolică
- Direcțiuni și înclinări, la suprafață, în șisturi verzi
- Crater vulcanic

U. R. S. S.

R. P. UNGARĂ

R. P. F. JUGOSLAVIA

R. P. BULGARIA

Satu Mare · Someș · Oradea Mare · Băile Felix (Victoria) · Arad · Mureșul · Timișoara · Lugoj · Caransebeș · Petroșani · Tg. Jiu · Turnu Severin · Gruia · Cetate · Calafat · Craiova · Oltul · Caracal · Slatina · Piteștii · Cîmpulung · Hunedoara · Sibiu · Făgăraș · Brașov · Dej · Cluj · Reghin · Tg. Mureș · Blaj · Sighișoara · Buzău · Ploești · Mizil · Văleni de Munte · Bordeiu Verde · Urziceni · Ialomița · Slobozia · Giurgiu · Călărași · BUCUREȘTI · Fetești · Cernavodă · Hîrșova · Capidava · Ovidiu · Constanța · Mangalia · Tulcea · Sulina · Brăila · Galați · Ismail · Măcin · Pecineaga · Camena · Focșani · Panciu · Mărășești · Adjudul · Bîrlad · Roman · Iași · Huși · Dorohoi · Botoșani · Cernăuți · Siret · R. Șiret · R. Prutul · R. Sărat · Șiret · Ialomița

DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

DEPRESIUNEA VEST PODOLICĂ

Carpații meridionali

Dunărea

MUREȘ

MAREA NEAGRĂ

Depresiunea predobrogeană

21° 22° 23° 24° 25° 26° 27° 28° 29°

44° 45° 46° 47°

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC: Vol. XXXIII

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

D. M. PREDA

SCHEMA TECTONICĂ A EUROPEI

IN PARTE DUPĂ H. STILLE

150 0 150 300 450 500 750 Km.

1962

LEGENDA

A — Platforma Europei orientale cu fundament podolic (Provincia Europei orientale)

Pînza scandinavă (x - x limita pînzei)

Hercinide

B — Platforma moezică

Hercinide - Kimeride

Pînza șisturilor verzi

A, B, C Platforme sincrone

Orogen alpin: Unități centrale; Unități laterale (Provincia Europei occidentale)

Pînza carpatică centrală: Bordura pînzei; Zona de rădăcină; Direcții de alunecare (Probabil Pînza Balcanică centrală)

C — Platforma afro-asiatică

H — Limita nordică a Hercinidelor (Autohton)

K — Limita nordică a Kimeridelor (Autohton)

Limita Pînzei Șisturilor verzi

c — Fracturi adînci în soclul caledonian cu erupțiuni de andezite, riolite dacite și bazalte (+) cu ape termale (T)

C.V.B — Linia Călărași - Văleni de Munte - Bretagne

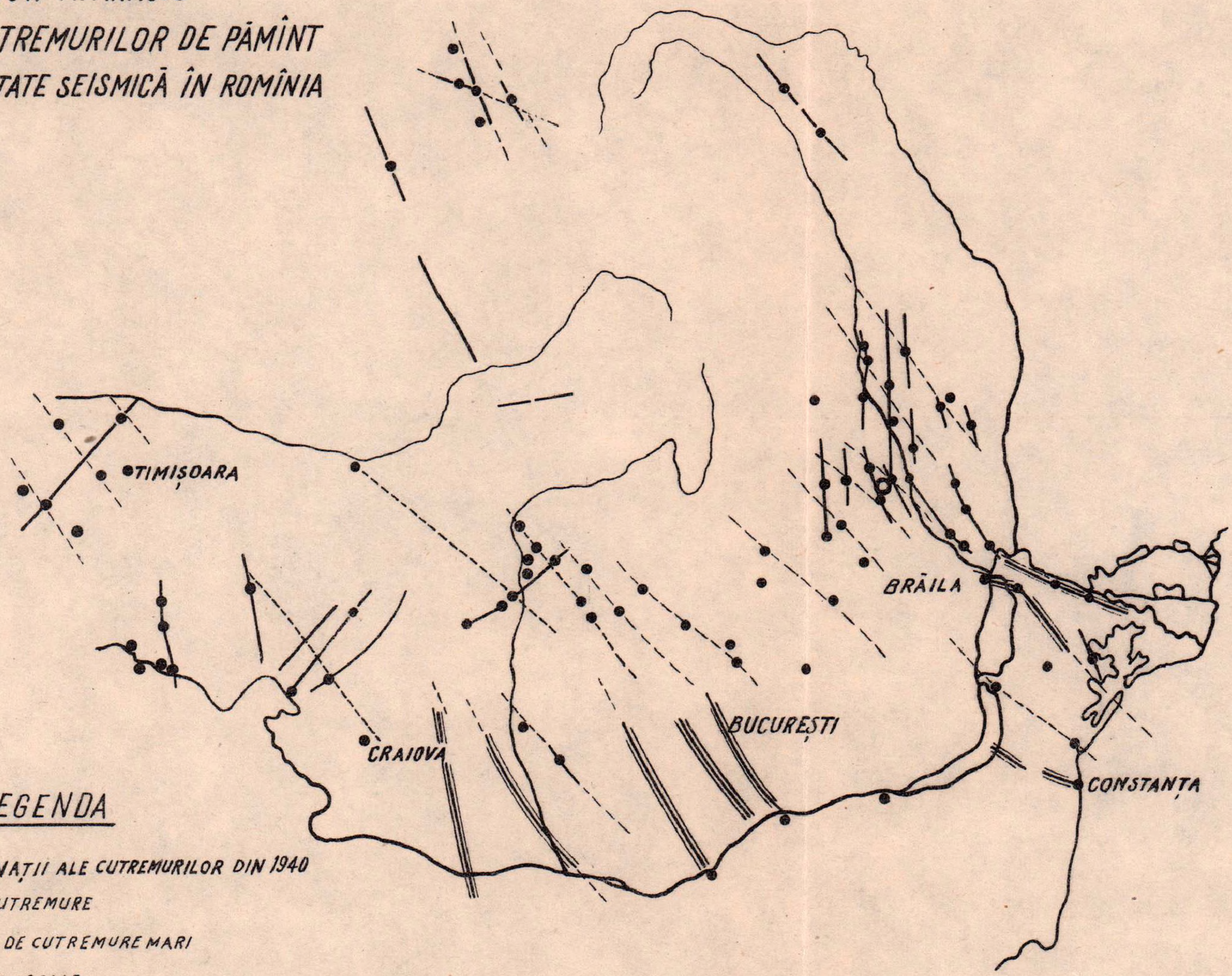
ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC : Vol. XXXIII

Institutul Geologic al României

Imprim. atel. Inst. Geol.

ION ATANASIU

HARTA CUTREMURILOR DE PĂMÎNT ȘI SENSIBILITATE SEISMICĂ ÎN ROMÎNIA



LEGENDA

1 ——— CULMINAȚII ALE CUTREMURILOR DIN 1940

2 ——— ALTE CUTREMURE

3 ○ FOCARE DE CUTREMURE MARI

4 ● FOCARE LOCALE

5 ——●—— DIRECȚIUNI DUPĂ ATANASIU } DIRECȚIUNI PODOLICE DUPĂ PREDA

6 - - - - - - " DUPA PREDA }

Institutul Geologic al României

Este întrevăzută și o pînză balcanică centrală cu marginea între Platforma moesică și între orogenul balcanic. În cazul cînd orogenul balcanic se leagă în Caucaz, cum am admis și noi în această lucrare, atunci toată Depresiunea vest-podolică cu orogenul hercinic-kimeric nord-dobrogean fac parte din autohtonul acestei pînze.

Din timpul algonkianului superior și pînă în terțiar, Platforma moesică și Platforma rusă au constituit platformele zonelor geosinclinale învecinate. Toate depozitele, formate pe ele, sînt orizontale. Unele din ele, din lipsa de sondaje suficiente sau lipsa de carotaje continue, nu au fost recunoscute, pînă astăzi, în Platforma moesică.

mai 1962.

BIBLIOGRAFIE

1. Anastasiu V. Le Trias de Dobrogea. *Bull. Soc. Geol.* Ser. 3 T. XXV, Paris 1897.
2. Atanasiu I. Privire generală asupra Dobrogii. *Soc. Geogr. D. Cantemir*, Iași, 1940.
3. Atanasiu I. Harta cutremurelor de pămînt și de egală sensibilitate în Romînia. *Acad. Rom. Secția geol.-geol. biol.* Seria AT Nr. 5 București.
4. Atanasiu I. Distribuția regională și geneza apelor minerale din Romînia. *Iașul medical* An. IV 1939, Iași 1939.
5. Băncilă I. Geologia Carpaților Orientali. Editura științifică, București 1958.
6. Căderе D. Comunicare asupra porfirului cuarțifer și a zonei de injecțiune în rocile de la Camena. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, București 1917.
7. Cortenstein V. N. Sedimente paleozoice superioare din sud-vestul R.S.S. Moldova. Moscova 1953.
8. Ciocîrdel R., Protopopescu Em. Considerațiuni geologice asupra Dobrogii. *St. Tehn. și Econ. Com. Geol.* Seria E nr. 8, București 1959.
9. Filipescu M. G. Problema vulcanismului extracarpatic. *Rev. Muz. Geol. Min.* Vol. III Univ. Cluj, Cluj 1914.
10. Filipescu M. G. Le tuf volcanique du Sénonien du Flysch carpatique de la région de courbure. *Bul. Sect. St. Ac. Rom.*, vol. XXVIII, Nr. 3, București, 1945.
11. Filipescu M. G. Le phénomène de minéralisation à l'extérieur des Carpates orientales. *Monit. du Pétrole Roumanie*, Nr. 7, București 1939.
12. Giușcă D., Ianovici V., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. Dobrogea. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică.* Congr. V. București 1961.
13. Ghițulescu T. Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Transylvanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. II, București 1935.
14. Ghițulescu T. Comunicare asupra zăcămintelor de minereuri din Rodna Veche. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, București 1931.
15. Ghițulescu T. Note préliminaire sur les gisements métallifères de la région de courbure des Carpates orientales. *Bul. Acad. Rom.* t. XXI Nr. 3—4, București 1930.
16. Gignoux M. Géologie stratigraphique. Masson et C-nie Paris 1936.
17. Giușcă D. Massif du Pricopan. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, București 1934.
18. Grigoraș N. Asupra silurianului din Dobrogea. *Bul. Acad. R.P.R.* ser. II. Vol. I, Nr. 3—4 București 1956.
19. Kartev N. Depozitele triasice din bazinul Niprodonet. *Dokladî Acad. Nauk*, Vol. 92, nr. 2, Moscova 1956.
20. Mrazec L. Despre rocile verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților din Romînia. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, București 1911.

Institutul Geologic al României

21. Mrazec L., Popescu Voiteşti. Contribution à la connaissance des nappes du flysch carpatique de Roumanie. *D.S. Inst. Geol. Rom.* III. Bucureşti 1914.
22. Mrazec L., Teissyre W. Esquisse tectonique de la Roumanie. *Congrès intern. du pétrole III-ème session.* Bucureşti 1911.
23. Murgoci G. Cercetări geologice în Dobrogea de nord cu privire la rocile paleozoice şi eruptive. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, Bucureşti 1914.
24. Murgoci G. Etude géologique de la Dobrogea de nord. La tectonique cimmérienne. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, Bucureşti 1915.
25. Oncescu N. Géologia Republicei Populare Romîne. Editura tehnică, Bucureşti 1957.
26. Paeckelmann W. Problem des Varistikums der Dobrogea zeitsch. *Deutsch. Geol. Ges.* B. 87, Berlin 1931.
27. Preda D. M. Geologia Romîniei. Curs litografiat Univ. Bucureşti 1937.
28. Preda D. M. Geologia regiunei subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, Bucureşti 1917.
29. Preda D. M., Macovei G. Sur la structure et les richesses minières du bassin du Trotuş. *Bull. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, Bucureşti 1937.
30. Preda D. M. Poziţia tectonică a Orogenului hercinic-kimeric nord-dobrogean, în cadrul geologic structural regional. *An. Rom. Sov. Sect. Geol. Geogr.* fasc. 2. Bucureşti 1959.
31. Preda D. M. Harta geologică structurală a Republicei Populare Romîne. Arh. Minist. Petrolului, Bucureşti 1953.
32. Preda D. M., Răileanu Gr. Contribuţiuni la cunoaşterea liasicului din Perşani. *An. Com. Geol.* Vol. XXVI, Bucureşti 1953.
33. Simionescu I. Fauna triasică inferioară din Dobrogea. *Acad. Rom. Fond. Adamacki*, Vol. V, Bucureşti 1910.
34. Simionescu I. Fauna devoniană din Dobrogea. *An. Acad. Rom. Sect. St.* ser. 3, Vol. III, Bucureşti 1924.
35. Stanciu V., Stoicovici E. Filonul eruptiv de la Blaj. *Rev. Muz. Geol. Mineral, Univ. Cluj*, Cluj
36. Stille M. Tectonische Gleiderung Europas. Citat după Kettner. «Algemeine Geologie», Berlin 1958.
37. Uhlig V. Bau und Bild der Karpathen, Wien 1903.
38. Voiteşti I. P. Mangalia. *Rev. Muz. Geol. Min. din Cluj*, 1933.
39. Zavidonova A. G. Depozitele paleozoice şi prepaleozoice din R.S.S. Moldovenească. *Bul. Soc. Naturaliştilor Sect. Geol.* T. XXI Nr. 5, Moscova 1956.
40. Zuber R. Über die Herkunft der exotischen Gesteine am Aussenrande der Karpathen Flyschozone *Iahrb. d.k.k., geol. R.A.* Wien 1903.

СООБРАЖНИЯ В СВЯЗИ С ФОРЛАНДОМ КАРПАТСКОГО ОРОГЕНА ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАЛЬНЫХ ГРАНИЦАХ ЕВРОПЫ

Д. М. ПРЕДА

(Краткое содержание)

Фундамент карпатского орогена, а также и всего европейского континента, за исключением Скандинавских Гор, удлиненных в Англии сформирован из кристаллических сланцев подольского тица.

Institutul Geologic al României

В средней части Европы расположена Впадина с направлением СЗ-ЮВ, названная автором — каледонская западно-подольская Впадина илн сокрашённо — западно-подольская Впадина. На юго-востоке она занимает полосу вдоль реки Дуная в ССМР, затем на юго-востоке Молдовы, Добруджи и в восточной части Кымпией Ромыне. На СЗ, западно-подолольская Впадина простирается, под карпатским Орогеном и соединяется с Судетской Платформой перед Северными Карпатами; она составляет грабен, ограниченный на востоке и западе двумя разломами по направлению СЗ-ЮВ, отделяющих её от двух структуральных платформ.

Восточный разлом отделяет Платформу восточной Европы (русскую) соответствуя северной окрайне герцинского Орогена и прослеживается, начиная с севера Арден, через север герцинской ренанской складчатости, на востоке Судет, откуда под Карпатами, выявляется на юго-востоке Молдовы. Он продолжен затем на юго-восток между северно-добруджским герцинским Орогеном и предподольской Впадиной на Кавказе.

Западный разлом отделяет Впадину от мезийской Платформы. Этот разлом представлен тектонической линией Вэлени де Мунте — Кэлэраш, полагая что зелёные сланцы простираются к западу до этой линии. Она продолжена к СЗ, без того что-бы был уточнён модуль её удлинения в центральной Европе.

Наличие подольского кристаллического фундамента в западноподольской Впадине и в мезийской Платформе-очевидно из следующих установлений:

Наличие порфировых гнейсов с большими кристаллами красного полевого шпата, идентичных гнейсам Тодирени-Румынии и гнейсам остальной части Русской Платформы известных:

В кордильерах Капидава — Овидиу;

В конгломератах серии зелёных сланцев западно-подольской Впадины, возможно, реконструированных из вышеуказанной кордильеры;

В глинистых блоках, окружающих соляные массивы Подени, на западе Валя Дулче;

Вертикальные кристаллические сланцы, выявленные в скважинах Чурешти и Опташи относятся также к подольскому кристаллическому фундаменту. Тому же типу подольского кристаллического комплекса, весьма возможно, принадлежит и афро-азиатская Платформа.

Направление складок кристаллического комплекса фундамента во всей Европе — СЗ-ЮВ. Это направление было выведено из:

— направления СЗ-ЮВ всех палеозойско-триасовых и альпийских геосинклинальных прогибов всего состава Европы: геосинклинальные зоны Уральских Гор, западноподольской Впадины, центральной альпийской зоны запада Вены, в Родопах, Динаридах, Апенин, Пиренеев;

Institutul Geologic al României

— направления СЗ-ЮВ некоторых линий, указывающих магнитные максимумы, благодаря наличию масс базитовых пород или диабазов с железистой минерализацей, или андезитов и третичных базальтов, которые не были выявлены на поверхности. Такие линии известны во всей Кымпие Ромыны; в том числе и линия Капидава — Овидиу. С некоторыми из этих линий связаны источники термальных вод Мангалии, Виктория (возле Орадия Маре) и Бэйле Геркулане;

— направления СЗ-ЮВ некоторых глубинных разломов с которыми связаны базитовые вулканические изверженные массы, третичные и современные. С ними связаны уплотнённые или рассеянные минерализации, минеральные воды, в особенности бикарбонаты, мофетты и т. д. Между этими формациями упоминаются следующие:

— разломы с направлением СЗ-ЮВ, Харгита—Кэлиман, удлиняющиеся на СЗ, через Венгрию, в Богемию, в Карловивари, а на ЮВ, под Карпатами в западноподольскую Впадину;

— разломы Мунций Апусени, которые на СЗ удлиняются в Мунций Бодей и в Дол. Рейна, а на юго-востоке удлиняются до Шистова (Н.Р. Болгария);

— разломы запада Италии, удлиняющиеся на СЗ центрального французского Плато;

— разломы греческого Архипелага начиная с эритрянского прогиба имеют такое-же направление.

Направления СЗ-ЮВ, также и для разломов на которых расположены старые и новые гипоцентры землетрясений западной Провинции Европы.

В Европе выделены, с точки зрения геологической эволюции, две провинции:

Провинция восточной Европы, занимающая Платформу восточной Европы, за исключением прогибов Урал и Тимана, заинтересованных и в других движениях, она была подвергнута только эпирогенетическим движениям вверх и вниз.

Провинция западной Европы, занимающая остальную часть Европы, северо-запад Африки и через Кавказ и Малую Азию связана с центральной Азией. Будучи подвергнута усиленным разрывным нарушениям заключает в себе каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский Орогены.

На платформах восточной Европы, до сегодняшнего дня известны отложения, начиная с верхнеальгонского периода (рифейская складчатость) и кембрийского периода.

На мезийской Платформе Румынии известны различные ярусы палеозоя, мезозоя и третичного периода. Они повсюду-оризонтальны платформенными фациями.

Institutul Geologic al României

На западно-подольской Впадине Румынии выявлены три синклинальные зоны с направлением СЗ-ЮВ — северная, срединная и южная, отделённые тектоническими дислокациями.

Во всех синклинальных зонх были выявлены верхнеальгонские (рифейские) — ордовикские отложения, были подвергнуты процессу формирования складок в древнем каледонском орогенезисе. В южной синклинальной зоне был выявлен лёгкий орогенезис арденнской фазы складчатости.

В северной синклинальной зоне, было установлено наличие готландийскокаменноугольной геосинклинали. Образовавшиеся в ней отложения были подвергнуты процессу формирования складок в герцинской фазе складчатости. Образовавшиеся складки имеют направление СЗ-ЮВ и связываются под карпатами с герцинской складчатостью Судет, через последнюю и с западной складчатостью.

В СВ части северной синклинальной зоны, была установлена на место триасовая геосинклиналь, продолжавшаяся до нижнего лейаса. Эта геосинклиналь связывается на СЗ — в Альпах, а на востоке — в Кавказе. Процесс её сладкообразования имел место в фазе древне-киммерийского орогенезиса, после нижнего лейаса и до наступления среднего лейаса. Сформированные складки имеют направление СЗ-ЮВ. Под Карпатами они связываются с Альпами.

Во время этого орогенезиса были генерированы два шариажных покрова: Покров зелёных сланцев и центральный карпатский покров.

Покров зелёных сланцев, отколовшийся от фундамента в зоне средней синклинали. Его окаймление представлено линией Печеняга-Камена, которая продолжается к северо-западу. Эта линия проходит частично под карпатским Орогеном, затем —к востоку от Коломеи, — к западу от Львова, — к востоку от Рава Руская, к востоку от Лиса Гора и продолжается затем к СЗ.

По линии Печеняга — Камена был установлен надвиг над северно-добруджским герцинским-киммерийским Орогеном, примерно, в 20 км. К юго-западу от Романа он полностью перекрыт, а также и преддобруджская Впадина.

Надвиг покрова простирается здесь над автохтоном примерно, на 120 км., т.е. на всю ширину северно-добруджского Орогена и предподольской Впадины; этот надвиг продолжен и над Русской Платформой. Покров сформирован из серии зелёных сланцев, перекрытой складчатыми готландскими отложениями и затем палеозойскими, триасовыми и нижнелейасовыми отложениями. Автохтон Русской Платформы состоит из палеозойских до нижне-каменноугольных отложений включительно, (известных в настоящее время) из пермской лагунной субфации и из триаса, развитого в

Institutul Geologic al României

подольской фации, в которых были выявлены отложения анизийского яруса (преддобруджская Впадина).

Центральный карпатский покров занимает огромную извилину, сформированную кристаллическим комплексом центральной зоны Карпат, будучи перекрыт отложениями триаса и нижнего лейаса альпийского типа, отколовшимися от центральной зоны альпийского Орогена (с направлением СЗ-ЮВ, между западом Вены и Родопом). Автохтон покрова сформирован на западе, севере, востоке и юго-востоке из элементов покрова зелёных сланцев, из герцинско-киммерийского автохтона и мезийской Платформы.

Окрайна покрова имеет направление СЗ-ЮВ между Веной и Татрами, окружает этот массив к востоку, и изгибается к ЮВ на восток от центральной зоны Карпацилор Ориенталь. Поварачивает далее на юго-запад, запад и юг, через южную часть автохтона Гетского покрова, затем пересекает Дунай возле Груи и переходит на Балканский Полуостров.

Автор установил наличие и центрального балканского покрова с окаймлением между мезийской Платформой и между балканским Орогеном. В том случае если балканский Ороген связан на Кавказе, как допускает и автор настоящей работы, тогда вся западноподольская Впадина с её герцинско-киммерийским северо-добруджским Орогеном, составляют часть автохтона этого покрова.

Со времен верхнего альгона и до третичного периода мезийская и русская Платформы составляли платформы зон соседних геосинклиналей. Все сформированные на них отложения — горизонтальны. Некоторые отложения из-за отсутствия достаточно глубоких скважин или отсутствия непрерывных карротажей, не были выявлены, до настоящего времени в мезийской Платформе.

L'AVANT-PAYS DE L'OROGÈNE CARPATIQUE ET SA POSITION TECTONIQUE DANS LE CADRE GÉOLOGICO-STRUCTURAL DE L'EUROPE

PAR
D. M. PREDA

(Résumé)

Des données présentées dans ce travail, l'auteur tire plusieurs conclusions plus importantes, à savoir:

Le soubassement de l'orogène carpatique ainsi que celui du continent européen avec les Monts Scandinaves, prolongés en Angleterre, est constitué par des schistes cristallins de type podolien.

Institutul Geologic al României

Dans la partie centrale de l'Europe, il y a une dépression à direction NW—SE que nous avons dénommée la dépression calédonienne podolienne occidentale, ou brièvement la dépression podolienne occidentale. Elle s'étend: au SE dans une zone le long du Danube, en R.S.S. Moldave et en Moldavie du SE, dans toute la Dobrogea et la partie orientale de la Plaine roumaine. Vers le NW, la dépression podolienne occidentale s'étend sous l'Orogène carpatique et s'unit à la plate-forme sudète devant les Carpates Septentrionales.

La dépression podolienne occidentale constitue un graben limité à l'Est et à l'Ouest par deux fractures orientées NW—SE qui la séparent des deux plates-formes structurales. La fracture orientale la sépare de la Plate-forme de l'Europe orientale (russe). Elle correspond à la bordure septentrionale de l'Orogène hercynien.

Elle peut être poursuivie, depuis le Nord des Ardennes par le Nord du hercynien de la région rhénane, à l'Ouest des Sudètes et ensuite par dessous les Carpates en Moldavie du SE. Ensuite vers le SE, elle continue entre l'Orogène hercynien nord-dobrogéen et la Dépression pré-podolienne, dans le Caucase.

La fracture occidentale sépare la Dépression de la Plate-forme moésienne. Cette fracture a été représentée par une ligne tectonique approximative Vălenii de Munte-Călărași, puisque nous avons considéré que jusqu'à cette ligne, vers l'Ouest, s'étendent les schistes verts algonkiens-supérieurs (riphéens)-ordoviciens. Cette fracture se prolonge également vers le NW. Pour le moment nous ne saurons préciser son prolongement dans l'Europe centrale.

À l'Ouest de la ligne Vălenii de Munte-Călărași se déroule la Plate-forme moésienne.

L'existence du soubassement cristallin podolien dans la Dépression podolienne occidentale et dans la Plate-forme moésienne résulte des données suivantes:

La présence des gneiss porphyriques à gros cristaux de feldspath rouge, identiques à ceux de Todireni en Roumanie et à ceux du reste de la Plate-forme Russe, connus:

Dans la cordillère Capidava-Ovidiu;

Dans les conglomérats de la série des schistes verts de la Dépression podolienne occidentale, remaniés probablement, de la cordillère mentionnée plus haut.

La présence du même type de blocs associés aux roches vertes et aux calcaires jurassiques et crétacés, dans les blocs de l'argile du sel de Podeni, à l'Ouest de Valea Dulce.

Nous considérons aujourd'hui que les schistes cristallins, verticaux, rencontrés dans les sondes de Ciurești et d'Optași appartiennent également au soubassement cristallin podolien.

Au même type de cristallin podolien appartient, très probablement, aussi la Plate-forme africaino-asiatique.

Dans toute l'Europe: les plis du Cristallin du soubassement sont orientés NW—SE. Cette direction résulte:

Institutul Geologic al României

De la direction NW—SE des fosses géosynclinales paléozoïques-triasiques et alpines de l'Europe telles les zones géosynclinales des Ourals, de la dépression podolienne occidentale, de la zone centrale alpine à l'Ouest de Vienne, dans les Rhodopes des Monts Dinariques, des Apuseni et des Pyrénées.

Des directions NW—SE de quelques lignes qui indiquent des maxima magnétiques, dues à des masses de roches basiques, qui sont soit des diabases à minéralisations de fer, soit des andésites et des basaltes tertiaires qui ne sont pas arrivés jusqu'à la surface. De pareilles lignes sont connues dans toute la Plaine Roumaine. Parmi elles on compte aussi la ligne Capidava-Ovidiu. À quelques unes de ces lignes se rattachent des sources d'eaux thermales: à Mangalia, Victoria, près d'Oradea Mare, à Băile Herculane.

Des directions NW—SE de certaines fractures profondes auxquelles se rattachent des masses éruptives volcaniques basiques, tertiaires et actuelles. Elles sont accompagnées par des minéralisations compactes ou diffuses, des eaux minérales, surtout bicarbonatées, des mofettes etc.

Signalons:

Les fractures à direction NW—SE des monts Harghita-Căliman, qui continuent vers le NW, par la Hongrie, en Bohême, à Karlovy-Vary et vers le SE au-dessous des Carpates dans la Dépression podolienne occidentale;

Les fractures des Monts Apuseni lesquelles vers le NW se prolongent jusqu'à Budapest et dans la vallée du Rhin et au SE arrivent jusqu'à Sistov en Bulgarie;

Les fractures de l'Italie orientale se prolongent au NW dans le Plateau Central de France;

Les fractures de l'Archipel grec et de la fosse éritréenne accusent la même direction;

Des fractures à direction NW—SE où sont situés les foyers des tremblements de terre, anciens et récents, de la Province de l'Europe occidentale.

Du point de vue de l'évolution géologique, on sépare en Europe deux provinces:

La province de l'Europe orientale qui occupe la Plate-forme de l'Europe orientale. Excepté les fosses des Ourals et du Timan, affectées aussi par d'autres mouvements, cette province n'a subi que des mouvements épirogénétiques ascendants et descendants.

La province de l'Europe occidentale occupe le reste de l'Europe, le Nord-Ouest de l'Afrique et — par le Caucase et l'Asie Mineure — elle se rattache à l'Asie Centrale. Fortement tectonisée elle comprend les plissements orogéniques: calédonien, hercynien, cimmérien et alpin.

Dans les plates-formes de l'Est de l'Europe Orientale et dans la plate-forme moésienne de Roumanie on rencontre des dépôts à partir de l'Algonkien supérieur (Riphéen) et du Cambrien (Plate-forme de l'Europe orientale); dans la plate-forme moésienne de Roumanie (avec des dépôts considérés jusqu'à présent gothlandiens)

Institutul Geologic al României

on a identifié les divers étages du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Tertiaire. Partout ils sont horizontaux et revêtent des faciès de plate-forme.

Dans la Dépression podolienne occidentale de Roumanie on distingue trois zones synclinales orientées NW—SE, l'une septentrionale, l'autre médiane et la troisième méridionale, séparées par des dislocations tectoniques.

Dans toutes les zones synclinales on rencontre des dépôts algonkiens-supérieurs (riphéens)-ordoviciens, affectés par l'orogénèse calédonienne ancienne. La zone synclinale méridionale accuse une légère orogénèse ardennaise.

Dans la zone synclinale septentrionale a existé un géosynclinal gothlandien-permo-carbonifère. Les dépôts formés dans son cadre ont été plissés pendant la phase hercynienne. Les plis résultés sont orientés NW—SE et se rattachent — par dessous les Carpates — au Hercynien des Sudètes et par ce dernier au Hercynien de l'Ouest.

Dans la partie NE de la zone synclinale septentrionale s'est installé un géosynclinal triasique qui a duré jusqu'au Lias inférieur. Ce géosynclinal se rattache dans le NW aux Alpes et à l'Ouest au Caucase. Son plissement a eu lieu pendant l'orogénèse cimmérienne ancienne, après le Lias inférieur et avant le Lias moyen.

Les plis formés sont orientés NW—SE. Par dessous les Carpates il se rattache aux Alpes.

Pendant cette orogénèse se sont formées deux nappes de charriage: la nappe de schistes verts et la nappe carpatique centrale.

La nappe de schistes verts s'est détachée du soubassement de la zone synclinale médiane. Sa bordure est représentée par la ligne Peceneaga-Camena, continuée vers le Nord-Ouest. En partie elle passe sous l'Orogène carpatique, ensuite à l'Est de Colomeea, à l'Ouest de Lwow, à l'Est de Rava Ruscaia, à l'Est de Lisa Gora et continue vers le NW. Le long de la ligne Peceneaga-Camena, le chevauchement sur l'Orogène hercynien-cimmérien nord-dobrogéen est d'environ 20 km. Au SW de Roman la nappe recouvre complètement autant cet Orogène que la Dépression pré-dobrogéenne. Le chevauchement de la nappe sur l'autochtone atteint ici environ 120 km, c'est à dire la largeur de l'Orogène nord-dobrogéen et de la Dépression prépodolienne. Elle augmente au-delà de la Plate-forme Russe. La nappe comporte la série de schistes verts recouverte par le Gothlandien plissé et ensuite des dépôts paléozoïques, triasiques et liasiques inférieurs. Dans la Plate-forme Russe l'autochtone est formé par le Paléozoïque jusqu'au Carbonifère inférieur y compris (connu actuellement), le Permien lagunaire et le Trias en faciès podolique dans lequel a été identifié l'Anisien de la Dépression pré-dobrogéenne.

La nappe carpatique centrale occupe la boucle immense faite par le Cristallin vers l'Est; ce cristallin de la zone centrale des Carpates est surmonté par le Trias et le Lias inférieur de type alpin, détachés de la zone centrale de l'Orogène alpin oriental (à direction NW—SE entre l'Ouest de Vienne et la masse du Rhodope).

Institutul Geologic al României

À l'Ouest, au Nord, à l'Est et au Sud-Est l'autochtone de la nappe est constitué par les éléments de la Nappe de schistes verts et de son autochtone hercynien-cimmérien, tandis qu'au Sud et au Sud-Ouest il est formé par la Plate-forme moésienne. La bordure de la nappe est orientée NW—SE entre Vienne et les monts Tatra; ensuite elle contourne ce massif vers l'Est et se courbe vers le SE à l'Est de la zone centrale des Carpates Orientales. En continuation elle tourne vers le Sud-Ouest, l'Ouest et le Sud, au Sud de l'autochtone de la Nappe gétique et coupe le Danube à Gruia passant dans la Péninsule Balkanique.

A été entrevue également une Nappe balkanique ayant la bordure entre la Plate-forme moésienne et l'Orogène balkanique. Si l'Orogène balkanique se rattache au Caucase, fait admis également par nous dans ce travail, alors toute la Dépression podolienne occidentale avec son Orogène hercynien-cimmérien nord-dobrogéen, ainsi que la Plate-forme Russe ont constitué les plates-formes des zones géosynclinales avoisinées. Tous les dépôts y sont horizontaux. Parmi eux il y en a (dans la Plate-forme moésienne) qui faute de sondages suffisamment profonds ou faute de carottages continus n'ont pas été déterminés jusqu'à présent.

Institutul Geologic al României

GEOLOGIA ŞI PETROGRAFIA VĂII JIULUI ROMÎNESC ÎNTRE OSLEA ŞI PETROŞENI

DE

LAZĂR PAVELESCU, MARIA PAVELESCU

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	47
Istoricul cercetărilor geologice	48
Descrierea geologică şi petrografică a regiunii	49
Depozitele sedimentare ale bazinului Petroşeni	49
Cristalinul Pînzei Getice	49
Gnaisele	50
Micaşisturile	51
Cuarţitele	52
Şisturile amfibolice şi amfibolitele	53
Pegmatitele	54
Ofiolitele	54
Depozitele învelişului sedimentar al Autohtonului	54
Depozitele mesozoice	55
Depozitele paleozoice metamorfozate — Seria de Tulişa	56
Cristalinul Autohtonului	61
Seria de Lainici—Păiuş	61
Seria de Drăgşan	63
Rocile granitoide	68
Tectonica	71
Bibliografia	73

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Fig. 1. — Vedere panoramică a masivului Oslea.

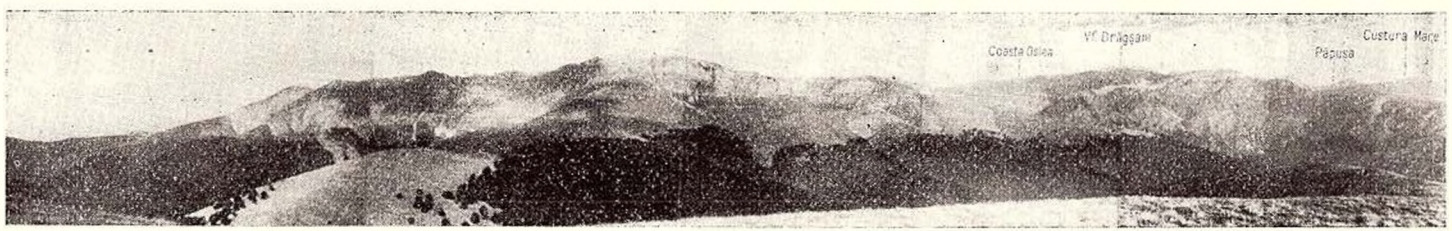


Fig. 2. — Vedere panoramică a masivului Oslea și Scorota.

INTRODUCERE

Regiunea cercetată cuprinde partea de nord-vest a munţilor Vulcan şi de sud-est a munţilor Retezat, fiind cuprinsă între izvoarele Jiului romînesc—Turcinoasa—Oslea—Nedeia—Arcanu—Şiglăul Mare—valea Pilugului—valea Rîului Barbat şi Petroşeni.

Din punct de vedere orohidrografic, în partea de sud a regiunii cercetate şi de nord a munţilor Vulcan, se individualizează o culme principală de direcţie aproximativ est—vest (Arcanu—Prisloapele—Nedeuţa—Nedeia), cu înălţimi ce variază între 1.500—2.000 m. Paralel cu această culme, mai la nord-est, îşi etalonează înălţimile: culmea Şiglăul Mare, Şiglăul Mic şi Piscul rusesc, iar la sud-vest culmea Turcinoasa. Din culmea principală se desprind atît înspre nord, cît şi înspre sud, o serie de coame de direcţie nord—sud, unele înspre valea Bistriţei, iar altele spre bazinul văii Jiului romînesc. Astfel, înspre valea Jiului romînesc, menţionăm de la est spre vest: culmea Pribeagului, culmea Negrului, culmea Prisloapelor şi culmea Gîrbovului; înspre sud, către valea Bistriţei: culmea Vărateculuí şi Mocioloaia. Transversal pe direcţia culmii principale se individualizează, pe o direcţie nord-est—sud-vest, în partea de vest a regiunii cercetate, muntele Oslea cu înălţimi ce variază între 1.600—2.100 m. Şi din culmea aceasta se desprind înspre nord cîteva spinări de direcţie nord—sud, cum este culmea Peştişanului, culmea Ştirbului, culmea Ursului şi culmea Coada Oslei (fig. 1).

Din punct de vedere al constituţiei geologice, culmea principală (Arcanu—Nedeia) este alcătuită din formaţiuni cristalofiliene ale seriilor Drăgşan şi Lainici—Păiuş, iar coamele din partea de nord a acestei culmi, din depozitele seriei de Tulişa. Muntele Oslea prezintă creste zimţuite formate din calcarele de la baza seriei de Tulişa (fig. 2).

În ceea ce priveşte cel de al doilea sector, partea de est a munţilor Retezat, aici iese în relief o culme impunătoare cu direcţia aproximativă est—vest: culmea Tulişa—Piatra Zănoagei, din care de asemenea pornesc o serie de coame atît spre sud, cît şi spre nord. Cele ce se îndreaptă spre sud, sînt mult mai scurte şi se opresc brusc, prin prăpăstii şi abrupturi, în bazinul văii Jiului romînesc, în timp ce cele ce se îndreaptă spre nord sînt mai prelungi şi se pierd uneori treptat în terminaţia estică a bazinului Haţegului, alteori brusc în valea Băniţei.

În ceea ce priveşte reţeaua hidrografică a regiunii cercetate, ea este tributară în cea mai mare parte văii Jiului romînesc. Valea Jiului romînesc izvorăşte de sub masivul Soarbele şi culmea Turcinoasa, care formează totodată cumpăna apelor văii Cerna şi a Jiului romînesc. La început Jiul romînesc curge pe o vale cu direcţia aproximativă NE—SW, pînă la Cîmpu Şelu. De aici, el îşi pierde apele sale în calcarele mesozoice formînd marele scoc al Jiului, între Cîmpu Şelului şi Cîmpu Mielului. Începînd de la Cîmpu Mielului şi pînă la gura Izvorul Buţii, apele sale taie o serie de chei foarte adînci şi prăpăstioase. De-abia de la gura Izvorul Buţii, îşi reia cursul

Institutul Geologic al României

său normal, lărgindu-şi valea care ia o direcţie aproximativă E—W. Pe partea dreaptă, începînd de la izvoare, el primeşte apele văii Peştişanilor, ale văilor Boului, Gîrbovului, Răstovianului, Negrului, Strugului şi ale Văii de Peşte. Unele din aceste văi îşi trag apele de sub muntele Oslea, iar altele, de sub culmea Nedeia—Arcanu. Direcţia lor este în general N—S. Pe partea stîngă, Jiul drenează apele văii Buţii, Lazărului, Pilugului, Brazilor, Sterminosului, Mîrlesei, Crivadiei, etc.

ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Primele lucrări geologice asupra munţilor Vulcan, în care se semnalează prezenţa şisturilor cristaline şi a rocilor granitice, sînt cele ale lui Gr. Ştefănescu din anul 1883, după care a urmat harta geologică întocmită de M. Drăghiceanu la sc. 1: 800.000 din anul 1890 şi cercetările întreprinse de L. Mrazec şi Gh. Munteanu-Murgoci asupra versantului sudic al munţilor Vulcan, din anul 1897.

Cercetări geologice ceva mai detailate, întreprinse în regiunea noastră, au fost cele efectuate de D. Ionescu Bujor (2), care descrie, în partea de sud a munţilor Vulcan, roci filoniene diferenţiate şi nediferenţiate. Înspre Valea de Peşte, acest autor citează o serie de tipuri de granite pe care le denumeşte de tip « Suseni », înspre Şiglău, roci sedimentare metamorfozate cu numeroase filoane de aplite şi pegmatite (seria antecarboniferă); calcarelor de Oslea le atribuie o vîrstă mesozoică (Neocomian şi Malm — calcare de Stramberg), iar în culmea Piatra Arsă, descrie amfibolite rubanate (diorite cuarţifere) cu intercalaţii de roci filoniene de tipul celor din masivul granitic.

Cercetări mai detailate au fost efectuate şi în partea de est şi sud a munţilor Vulcan de către Gh. Manclescu (4). Acest autor a cercetat şi partea vestică a regiunii în vederea întocmirii sintezei geologice asupra văii Jiului (5). Pe harta anexată acestei lucrări, se separă în perimetrul nostru: Cristalinul pînzei getice (Cristalinul Lotrului), seria sedimentară superioară, parautohtonă (Cretacic superior—Cretacic inferior—Permian), seria sedimentară inferioară (autohton) cu formaţiunea de Schela: filite —roci verzi — serpentine; calcare-cuarţite — conglomerate (Jurasic?—Carbonifer). Această serie alcătuieşte muntele Oslea—Nedeia—Nedeuţa—Răstovianul şi Valea de Peşti.

În fundamentul cristalin al Autohtonului, Gh. Manolescu separă două serii cristaline (seria clastică şi complexul amfibolitelor). Seria clastică cuprinde partea centrală a masivului Arcanu—Nedeia, iar complexul amfibolitelor, regiunea cuprinsă între Şerbu şi Turcinu. În afară de aceste serii cristaline, în partea de sud a culmii principale sînt separate şisturi cristaline din seria de Lainici—Păiuş, granite şi granodiorite de tip Şuşiţa în facies gnaisic.

Regiunea a fost de asemenea străbătută pe o serie de profile de către Murgoci (9) în vederea întocmirii sintezei asupra Carpaţilor meridionali şi de A. Streckeisen (18), în vederea aceluiaşi scop.

Institutul Geologic al României

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ȘI PETROGRAFICĂ A REGIUNII

Din punct de vedere geologic, regiunea cercetată se încadrează în schema unităților Carpaților meridionali, concepută de MURGOCI și cuprinde următoarele unități structurale: depozitele sedimentare ale bazinului Petroșeni; Cristalinul pînzei getice; ofiolitele mesozoice; depozitele învelișului sedimentar al Autohtonului cu depozite mesozoice și depozite paleozoice metamorfozate în cea mai mare parte; Cristalinul Autohtonului.

DEPOZITELE SEDIMENTARE ALE BAZINULUI PETROȘENI

Aceste depozite, care de altfel n-au făcut obiectul cercetărilor noastre, apar de-a lungul văii Jiului romînesc, începînd de la Piatra Scobită (de sub masivul Pleșa) unde se întîlnesc sub forma unor petece care formează capătul vestic al sinclinalului și pînă în defileul Jiului în sud și Cimpa în est. Ele se așează pe versantul nordic al văii Jiului romînesc, începînd de la Pleșa spre est, fie peste calcarele mesozoice, fie direct pe fundamentul cristalin al Autohtonului sau pe Cristalinul pînzei getice. Pe versantul sudic depozitele acestea acopăr îndeosebi depozitele seriei de Tulișa.

Din punct de vedere structural și facial, în aceste depozite se poate deosebi: un orizont inferior format din pietrișuri, gresii, argile și calcare; un orizont productiv constituit din gresii, argile, marne, șisturi cărbunoase, cărbuni și argile carbonatate și un orizont superior reprezentat prin depozite aluvio-deltaice. Orizontul nferior ar corespunde Eocenului din bazinul Transilvaniei, orizontul productiv ar reprezenta Oligocenul, iar orizontul superior ar reprezenta Burdigalianul.

CRISTALINUL PÎNZEI GETICE

Cristalinul pînzei getice apare sub forma mai multor petece de dimensiuni variabile de-a lungul văii Jiului romînesc. Între Comanda Răstovianului și pînă sub culmea Negrului, șisturile cristaline ale pînzei getice formează o fîșie continuă de direcție ENE—WSW, care mai spre est este apoi decroșată de două falii. Începînd de la confluența văii Negrului cu valea Jiului, șisturile cristaline continuă pînă înspre satul Cîmpu lui Neag, unde sînt acoperite de depozitele bazinului Petroșeni. În aval de Cîmpu lui Neag și pînă la valea Pilugului, ele trec pe partea stîngă a văii Jiului. De aici, spre est, sînt mult deplasate spre sud și apar numai pe partea dreaptă a Jiului. Din dreptul Lupenilor ele trec și pe partea stîngă, ocupînd, începînd din valea Crivadiei și pînă înspre valea Băniței, toată partea estică terminală a munților Retezat, de unde apoi trec în munții Sebeș.

În partea de nord a regiunii cercetate, peste șisturile cristaline ale pînzei getice, apar cîteva petece de o parte și alta a Văii Bărușorului de calcare tithonice.

Institutul Geologic al României

Şisturile cristaline ale pînzei getice stau uneori direct peste şisturile cristaline ale Autohtonului, cum sînt cele din dreptul Lupenilor, alteori, peste depozitele metamorfozate ale seriei de Tulişa, sau peste depozitele mesozoice de pe spinarea Autohtonului. Uneori între calcarele mesozoice ale Autohtonului şi Cristalinului pînzei getice se intercalează lentile de dimensiuni variabile de serpentinite, îndeosebi pe versantul drept al văii Jiului romînesc.

Caracterul petrografic este dominat de roci puternic metamorfozate şi larg cristalizate, însoţite de numeroase şisturi mai mult sau mai puţin diaftorizate şi cataclazate. Printre rocile întîlnite predomină gnaisele biotitice cu intercalaţii de gnaise biotitice cu granaţi, micaşisturi cu granaţi, cuarţite biotitice, şisturi amfibolice, amfibolite şi pegmatite.

Gnaisele. Gnaisele ocupă în general suprafaţa cea mai mare în aria de răspîndire a cristalinului pînzei getice, atît în petecele de pe valea Jiului romînesc, cît şi în regiunea Dealul Babii. Rocile sînt de culoare alb-cenuşiu-verzuie pînă la cenuşie închisă, cu granulaţie fină pînă la medie, cu şistozitate evidentă care merge pînă la o textură masivă. În unele dintre aceste roci se observă ochiuri frumos dezvoltate de feldspaţi, cuarţ sau granaţi, care iau uneori aspecte porfiroblastice. Pe spărturi proaspete se observă lamele negre de biotit de 0,5—3 mm, lamele cu sclipiri argintii de muscovit, solzi de sericit şi granule de cuarţ sau feldspaţi.

Cuarţul (20—35%) apare în mod obişnuit sub formă de granule cu conture rotunjite, extincţii puternic onduloase, în asociaţie cu oligoclaz. Cuarţul şi oligoclazul formează împreună şiruri sau pături în alternanţă cu mineralele micacee. Spre deosebire de oligoclaz, cuarţul prezintă uneori aspecte lobate.

Oligoclazul apare într-un procent ce variază între 20—35%, cu totul excepţional în unele gnaise plagioclazice atinge 80%. Cristalele sale au de obicei conture neregulate, cu unele aspecte cataclastice mai evidente decît la cristalele de cuarţ. În mod obişnuit conţine incluziuni fine de sericit mai ales în centrul cristalelor. Tot sub formă de incluziuni se întîlnesc uneori, mai ales în plagioclazii gnaiselor biotitice şi cristale de zoizit, care sînt dispuse de obicei oarecum paralel cu lamelele de maclă.

Biotitul (16—35%) se prezintă sub formă de lamele brun-roşcate, puternic pleocroice şi în parte cloritizate, cloritizare care atrage după sine apariţia unor granule mărunte, în general izometrice de minerale opace. Pleocroismul biotitului variază de la brun-brun închis la gălbui deschis. Sub formă de incluziuni, conţine granule mărunte de apatit, zircon, iar de-a lungul clivajelor, granule fine de zoizit. De multe ori incluziunile de zoizit lasă impresia unor concreşteri.

Muscovitul se prezintă sub formă de lamele uneori fine, alteori destul de larg dezvoltate. În general este proaspăt şi lasă impresia că ar fi mai vechi decît biotitul. Unele lamele de muscovit sînt uşor pleocroice şi au $2V = 18°$.

Ca minerale sporadice, menţionăm prezenţa apatitului, a zirconului, a mineralelor din grupul epidot — zoizit, cu unele nuclee ortitice, a calcitului sub formă de

Institutul Geologic al României

granule cristaloblastice a rutilului şi a ilmenitului cu aureole de leucoxen. În unele gnaise se întîlneşte şi un granat brun-roz, ciuruit de cuarţ şi minerale micacee. Destul de frecvent, ca o varietate a gnaiselor micacee se întîlnesc şi gnaisele muscovitice în cari feldspatul potasic este reprezentat prin microclin, plagioclazul conţine 7—13% An. În petecul de pe Valea Strugului, ca şi în Dealul Babii, printre gnaisele biotitice se întîlnesc şi gnaise de injecţie în compoziţia cărora intră cuarţ, microclin, plagioclazi cu 16—18% An şi muscovit. Printre păturile micacee se localizează destul de frecvent ochiuri lenticulare de feldspaţi sau cuiburi cuarţo-feldspatice. În unele cazuri, injecţiile s-au făcut de-a lungul şistozităţii de tipul injecţiilor « lit-par-lit ».

Micaşisturile. Şisturile micacee apar îndeosebi în regiunea Dealul Babii ca intercalaţii în gnaisele micacee sau în gnaisele de injecţie.

Rocile sînt de culoare cenuşie uşor verzuie, în care se observă benzi larg dezvoltate de minerale micacee în care apar granule de cuarţ, fie sub formă de ochiuri de dimensiuni variabile, fie sub formă de benzi subţiri discontinui în asociaţie cu feldspaţii.

În unele din aceste micaşisturi se observă şi cîte un cristal roşietic de granat.

Cuarţul, într-un procent de 10—25% apare sub formă de granule, unele izometrice, altele alungite după şistozitatea rocilor, în general este fisurat. De-a lungul fisurilor se strecoară cuarţ de neoformaţie împreună cu solzi fini de sericit. Uneori sub formă de incluziuni, cuarţul conţine solzi fini de biotit. Ceea ce iese destul de bine în evidenţă în unele din micaşisturi, este faptul că datorită presiunii orientate însoţită de apariţia numeroaselor fisuri, sînt scoase în evidenţă unele procese de diferenţiere metamorfică prin mobilizarea silicei. Rocile primordiale erau mult mai omogene, însă datorită presiunii neomogene, au avut loc unele diferenţieri metamorfice care au dus la formarea acestor aspecte mai aparte.

În alte tipuri de micaşisturi, cristalele blastice de cuarţ scot în evidenţă dungi böhmice subparalele.

Biotitul este pleocroic, cu pleocroism ce variază de la brun-gălbui-verzui la gălbui deschis şi apare într-un procent ce variază între 12—32%. De obicei lamelele sale sînt larg devoltate şi se dispun paralel cu şistozitatea rocilor, în timp ce cele mai mici se dispun oblic pe aceasta. Ceea ce apare destul de pregnant este faptul că lamelele mărunte de biotit care sînt oblice pe şistozitatea rocilor, se găsesc în deosebi în zonele cuarţoase şi lasă impresia unor neoformaţiuni. Aceste lamele mărunte, de obicei se dispun împreună cu cele de sericit, elipsoidal în jurul unor cristale mai larg dezvoltate de cuarţ. În unele roci biotitul este în cea mai mare parte transformat în clorit, care apare în asociaţie cu granule fine de minerale opace. Destul de frecvent se poate observa, că în aceste roci biotitul apare în două generaţii. În prima generaţie el se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate (cca 1 mm) cu un pleocroism brun închis-gălbui deschis. Frecvent de-a lungul clivajelor acestor lamele se dispun granule fine de minerale opace, provenite din cloritizarea lor şi conţin

Institutul Geologic al României

numeroase incluziuni de zircon cu slabe aureole pleocroice. Biotitul din generația mai nouă, se prezintă sub formă de cuiburi, în solzi mărunți cu un pleocroism verde oliv-verzui pătat. De obicei aceste cuiburi de biotit sînt prinse într-o masă sericito-cloritoasă. În această masă sericito-cloritoasă se observă și relicte de granat.

Muscovitul sau sericitul ocupă cca 45% din compoziția rocilor. El se prezintă fie sub formă de lamele larg dezvoltate care se dispun paralel cu șistoritatea rocilor, fie sub formă de solzi mărunți dispuși oblic sau chiar perpendicular pe ea.

Printre componentele sporadice menționăm: zirconul, apatitul, zoizitul, ortitul, calcitul, ilmenitul cu leucoxen, pirita, magnetitul și ace de turmalină. În aceste micașisturi se întîlnesc intercalații fie de șisturi muscovitice cu clorit, fie de șisturi sericitoase-filitice.

În șisturile muscovitice cu clorit, cuarțul poate uneori să lipsească completamente, alteori să atingă un procent de 45%. De regulă, el apare sub formă de granule mărunte xenoblastice, uneori însă și sub formă de granule mai larg dezvoltate care sînt înconjurate de un mortar mărunt format tot din cuarț în asociație cu sericit. În unele din aceste roci se observă o mișcare diferențială care provoacă o recristalizare a granulelor de cuarț în asociație cu cele de sericit. Acestea din urmă, de obicei bordează granulele de cuarț blastice. Odată cu această recristalizare apar și granule de calcit, uneori destul de larg dezvoltate.

Cloritul (clinoclor) care este un component principal, apare într-un procent de 35—50%. De obicei el formează benzi paralele în concrețerea cu lamelele de muscovit. În general el este însoțit de granule fine de minerale opace. Pleocroismul său intens verde-gălbui, incluziunile de sagenit și de minereu, precum și relictele de biotit, pledează pentru origina sa secundară. Ceea ce trebuie însă remarcat, este faptul că el este mai nou decît cataclaza cuarțului, întrucît niciodată nu este antrenat printre sfărîmăturile acestuia.

Muscovitul, respectiv sericitul, poate atinge în unele cazuri un procent de 60% din masa rocilor. El apare sub formă de lamele sau solzi în asociație cu cele de clorit sau cu granulele de granați.

Ca minerale sporadice menționăm prezența apatitului, epidotului, zoizitului cu nucleu de ortit, zirconului, titanitului, calcitului, turmalinei, rutilului, piritei, magnetitului, ilmenitului cu leucoxen și a biotitului.

Cuarțitele. Sînt roci de obicei masive, de culoare alb-verzuie cu granulație fină pînă la medie. În compoziția lor, cuarțul intră într-un procent ce variază între 55—90%. Masa fundamentală a rocilor este formată din cristale de cuarț inechigranulare. Granulele mai larg dezvoltate prezintă frecvent extincții puternic onduloase și dungi böhmice. În general cuarțul prezintă evidente fenomene de recristalizare. În creșterea sa el prinde îndeosebi solzi fini de sericit care-i bordează marginile sale lobate. Uneori în această blasteză el apare în asociație cu oligoclaz-albitul. Prin creșterea procentuală a acestuia din urmă, se face tranziția spre gnaise.

Institutul Geologic al României

Sericitul apare fie ca incluziuni în cuarţ, fie sub formă de solzi fini în masa cuarţoasă măruntă. Şi el arată uneori o recristalizare, trecînd în muscovit.

Biotitul este uneori un component destul de important şi variază între 4—10% în masa rocilor. Se prezintă sub formă de lamele scurte, e puternic pleocroic şi se dispune în mod neregulat în masa rocii.

Oligoclaz-albitul apare de asemenea în mod neregulat (1—15%) şi este subordonat cuarţului. De obicei el nu prezintă macle şi se asociază zonelor cu granule fine de cuarţ.

Ca minerale sporadice menţionăm: zirconul, apatitul, epidotul, titanitul, calcitul şi uneori pirita şi ilmenitul.

Şisturile amfibolice şi amfibolitele. Rocile acestea apar cu totul sporadic sub formă de intercalaţii mici (2—10 m) printre gnaisele micacee. Sînt verzui-negricioase cu granulaţie fină şi uneori prezintă aspecte rubanate prin alternanţa mineralelor melanocrate cu cele leucocrate.

Hornblenda, care este componentul principal, apare într-un procent ce variază în şisturile amfibolice între 50—80%, iar în amfibolite 40—70%. De obicei cristalele sale sînt orientate paralel cu şistozitatea rocilor. E verde-albăstruie cu un pleocroism ce variază uşor de la albăstrui-verzui-galben bruniu, la gălbui-incolor. Cu ajutorul mesei universale s-a observat că unghiul 2 V variază între 70°—88°, iar $c : ng = 13°—21°$. Destul de frecvent se observă transformarea ei într-o hornblendă actinolitică cu un pleocroism slab. Tot aşa de frecvent se observă transformarea ei, mai ales marginal şi de-a lungul clivajelor, în clorit. Uneori hornblenda apare în asociaţie cu biotitul brun.

Plagioclazul care este şi el un component destul de important mai ales în amfibolite, unde apare într-un procent ce variază între 10—25%, este un oligoclaz cu 10—18% An. De obicei este puternic sericitizat şi prezintă concreşteri lobate cu hornblenda. În unele secţiuni se observă incluziuni de clinozoizit alături de cele de sericit. Clinozoizitul, de obicei ocupă nucleul cristalelor de unde reiese că ele sînt mult mai bazice în nucleu decît în zonele lor marginale.

Cloritul, în cea mai mare parte, este format pe seama hornblendei sau a biotitului, întrucît aproape în toate cazurile, lamelele sale conţin relicte de hornblendă sau biotit. Prezintă un pleocroism slab, culori de interferenţă anormale: albăstrui de pennin. Au fost întîlnite şisturi amfibolice în cari cloritul este reprezentat prin lamele brun-verzui-oliv de clinoclor.

Zoizitul care poate atinge uneori un procent de 20%, apare sub formă de granule izometrice fine, de dimensiuni ce variază între 0,05—0,1 mm.

Cuarţul în general lipseşte, uneori însă este un component destul de important şi formează şiruri sau pături discontinui printre cristalele de hornblendă. Ca minerale sporadice menţionăm prezenţa apatitului, titanitului, ilmenitului cu rame de leucoxen şi a piritei.

Institutul Geologic al României

Ceea ce merită să fie semnalat într-un mod deosebit, este faptul că aceste amfibolite și șisturi amfibolice, în cele mai multe cazuri la contactul lor cu gnaisele micacee, datorită acțiunii chimice reciproce dintre rocile de compoziție mineralogică diferită, dezvoltă zone de dimensiuni variabile de gnaise plagioclazice cu biotit.

Pegmatitele. Rocile pegmatitice apar într-un mod cu totul neregulat în aria de răspîndire a cristalinului pînzei getice. În compoziția lor intră plagioclazi cu 6—13% An, microclin, cuarț, muscovit, epidot și ilmenit. După raportul între plagioclazi și microclin se pot deosebi pegmatite plagioclazice în care albit-oligoclazul apare într-un procent ce variază între 45—85% și pegmatite cu microclin și cuarț în care microclinul și cuarțul ocupă un procent de 95% din volumul rocii. În aceste din urmă roci, de obicei raportul între cuarț și microclin variază între 1: 20—1—50. În marea lor majoritate, aceste pegmatite s-au format pe cale metasomatică.

OFIOLITELE

Aceste roci apar sub formă de lentile între depozitele sedimentare mesozoice ale autohtonului și Cristalinul pînzei getice de-a lungul liniei de șariaj. Ele sînt reprezentate îndeosebi prin serpentinite. Rocile acestea prezintă o textură în parte masivă care merge pînă la șistoasă-fluidală. Structura lor este cataclastică-cristaloblastică. În compoziția rocilor intră relicte de olivină, de diallag prinse într-o masă formată din crisotil, actinot și carbonați. În afară de aceste componente, se întîlnește în mod sporadic titanit cu leucoxen, rutil, magnetit, clorit, talc.

DEPOZITELE ÎNVELIȘULUI SEDIMENTAR AL AUTOHTONULUI

Aceste depozite cuprind formațiunile sedimentare începînd din Carboniferul inferior, eventual chiar din Silurian și pînă la Cretacic superior și au o dezvoltare destul de mare în regiunea noastră.

Gh. Manolescu, în lucrările sale (2) denumește aceste depozite « complex infragetic » separînd în el, pe de o parte, Stratele de Sinaia cu serpentinele și diabazele legate de ele, iar pe de altă parte o serie superioară (parautohtonă) în care sînt cuprinse gresii — marne roșii — « șisturi lemnoase » (Cretacic superior); gresii calcaroase — șisturi calcaroase (Jurasic—Cretacic inferior) și verrucano (Permian) și una inferioară (autohtonă). În aceasta din urmă separă formațiunea de Schela de vîrstă liasică; filite — roci verzi — serpentinite, calcare — cuarțite — conglomerate (Jurasic? — Carbonifer).

În cercetările noastre în munții Retezat, acest complex infragetic, l-am cuprins sub denumirea de « depozite paleomesozoice » ale învelișului autohtonului. În aceste depozite am separat pe de o parte depozite mesozoice (Lias-Dogger și Tithon-Neocomian), iar pe de altă parte, depozite paleozoice, unele de tip verrucano (Permian), iar altele metamorfozate (Carbonifer inferior — Formațiunea de Tulișa).

Institutul Geologic al României

Depozitele mesozoice. În regiunea cercetată aceste depozite se înşiră sub forma unor petece de-a lungul liniei de şariaj, pe partea dreaptă a văii Jiului romînesc, începînd de la Piatra Scobită şi pînă la Cîmpu lui Neag. De aici ele trec apoi pe ambele părţi ale văii Jiului romînesc, începînd de la Păroasa şi pînă la Dealul Babii.

Sub formă de masive mai importante, calcarele mesozoice se întîlnesc în amonte de Cîmpu Mielului, unde captează izvoarele şi afluenţii Jiului, formînd marele scoc al Jiului pînă în apropiere de Cîmpu Şelului, unde trec pe partea dreaptă a văii Jiului, îndreptîndu-se înspre izvoarele lui şi înspre valea Cernii. Aceste calcare sînt de vîrstă Tithon-Neocomian. Calcarele acestea formează în mod obişnuit proeminenţele versantului nordic al munţilor Vulcan, coborînd uneori pînă în fundul văilor unde formează de obicei chei.

În afară de aceste calcare de vîrstă tithonic-neocomiană. semnalăm în regiunea noastră o serie de petece de gresii de vîrstă liasică (?) cum sînt cele de la Coada Oslei, Steiurile Nedeiului şi Custureasa.

Calcarele tithon-neocomiene se aşază fie pe depozitele seriei de Tulişa, cum sînt cele dintre Comanda Răstovianului şi Piatra lui Văgan din partea de nord a munţilor Vulcan, fie direct pe fundamentul cristalin. Între izvoarele Jiului romînesc la gura Scocului, ca şi la Piatra Zănoagii pe şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan, iar între valea Pilugului şi valea Mirlesei pe şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş. De obicei aceste calcare sînt albicioase, masive, rar cînd sînt slab şistoase. Prezintă o structură granoblastică şi o textură masivă mozaicată. În compoziţia lor intră îndeosebi calcit (99%), cu totul sporadic granule rotunjite şi mărunte de cuarţ sau de plagioclazi. Unele din aceste calcare sînt slab pigmentate cu limonit.

Depozitele liasice sînt reprezentate prin gresii argiloase şi gresii cuarţoase şi se aşază sub forma unor petece direct peste depozitele seriei de Tulişa. Aceste tipuri de gresii au fost descrise atît de MRAZEC (8), cît şi de MANOLESCU (4) pe Valea Jiului la Rafaila Lainici şi la Comandă în Plaiul Bumbeştilor, unde ele sînt prinse în sinclinalele culcate, de şisturile sericitoase grafitoase cu cloritoid, în care AL. SEMAKA a determinat o floră carboniferă [1]).

Ceea ce este destul de interesant şi demn de remarcat, este faptul că şisturile sericitoase grafitoase cu cloritoid de la Rafaila sînt puternic laminate şi metamorfozate dinamic, în timp ce gresiile de deasupra lor sînt doar uşor diagenizate.

Şi în regiunea noastră aceste gresii stau peste şisturile şi arcozele destul de puternic metamorfozate ale seriei de Tulişa. Ele sînt formate unele numai din granule rotunjite de cuarţ cu un ciment argilo-silicios, iar altele din granule de cuarţ şi feldspaţi microclinizaţi, cu ciment argilos. Unele din aceste gresii prezintă aspectul unei arcoze, iar altele de microconglomerate arcoziene.

[1]) Comunicare verbală.

Institutul Geologic al României

Depozitele paleozoice metamorfozate—seria de Tulişa

Aceste depozite au o arie de dezvoltare foarte mare în perimetrul cercetat. Începînd cu masivul Oslea şi pînă înspre Lupeni şi Vulcan, ele ocupă întregul versant nordic al munţilor Vulcan. De la Făgeţel şi pînă înspre Dealul Babii, în munţii Retezatului, ele ocupă culmea Tulişa, dealul Sterminosu, dealul Sec, dealul Smida Mare şi Smida Mică, Coastele Muncelului şi culmea Zănoaga.

Depozitele seriei de Tulişa, cuprind o stivă de sedimente, care se află la partea inferioară a formaţiunii de Schela. GH. MANOLESCU (3) găsind în gresiile albicoase de deasupra formaţiunii de Tulişa, plante liasice, a considerat în primele sale lucrări toată stiva începînd de la conglomerate şi pînă la şisturile argiloase negricioase cu cărbuni, ca liasică.

După GH. MANOLESCU (4, 5, 6), conglomeratele, cuarţitele, calcarele, şisturile filitoase cu intercalaţii de calcare şi şisturi verzi pe de o parte, iar pe de altă parte formaţiunea de Schela propriu-zisă, ar reprezenta o serie comprehensivă. După acest autor, prin paralelizări de faciesuri, succesiunea stratigrafică ar fi următoarea: cuarţitele albe ar reprezenta Triasicul inferior, calcarele Triasicul mediu, iar şisturile filitoase negre, Triasicul superior. Formaţiunea de Schela propriu-zisă ar aparţine Jurasicului şi probabil Liasicului sub facies de Gresten. Numai conglomeratele din bază, după acest autor, ar putea să fie carbonifere.

În cercetările noastre în munţii Retezat, în masivul Tulişa şi în masivul Oslea, am considerat aşa cum am spus mai sus, că toată stiva de sedimente puternic metamorfozată, care se află sub formaţiunea de Schela propriu-zisă, ar aparţine Paleozoicului inferior.

De altfel, după L. MRAZEC (1915), ultimele manifestări ale intruziunii masivelor de roci eruptive, par a fi posterioare depunerii acestor depozite întrucît la Stînceşti pe Valea Epei (la est de Bumbeşti) aceste depozite sînt străbătute de porfire cuarţifere şi microgranulite legate de venirea rocilor granitice. « În şisturile argiloase negre se observă pe alocuri o feldspatizare dovedită prin naşterea unor cristale mari de feldspaţi, probabil potasici, caolinizaţi, în masa şisturilor »[1]). Succesiunea stratigrafică în aceste depozite ale Paleozoicului metamorfozat într-un profil între Oslea şi Groapa Lupilor, este următoarea de jos în sus: conglomerate, calcare microcristaline în plăci, gresii arcoziene negre, şisturi şi filite grafitoase şisturi clorito-sericitice, şisturi argiloase sericitoase, şisturi argiloase grafitoase, gresii, microconglomerate arcoziene albe-cenuşii cu intercalaţii de şisturi grafitoase, şisturi calcaroase cipolinice şi gresii cuarţitice sericitoase. Uneori, aceste depozite încep direct cu conglomeratele, cum se vede foarte bine în partea de NNE a Masivului Oslea, alteori, cu

[1]) MRAZEC, 16 ianuarie 1915 Discuţie la comunicarea lui FR. NOPCSA. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI (1914—1915), pag. 204. Bucureşti 1923.

Institutul Geologic al României

calcarele, cu gresiile arcoziene negre sau chiar cu filitele şi şisturile grafitoase. Aceste depozite metamorfozate stau transgresiv fie peste şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan sau Lainici-Păiuş, fie chiar direct pe granite, cum este cazul în partea de nord a munţilor Retezatului. O caracteristică generală a acestor depozite este metamorfismul dinamic pe care l-au suferit, metamorfism care a provocat nu numai laminări, ci şi apariţia unor minerale tipice ale acestui metamorfism şi a unei microcutări foarte strînse.

Elementele conglomeratelor cît şi ale celorlalte formaţiuni, sînt formate atît pe seama cuarţitelor, uneori feldspatice, a şisturilor şi gnaiselor clorito-amfibolice ale celor două serii cristaline, cît şi pe seama granitelor. Conglomeratele nu amintesc deloc faciesul verrucanic tipic, întîlnit sub muntele Drăgşanu. Conglomeratele de tip verrucano, au suferit efectele unui metamorfism dinamic, fiind destul de intens laminate, dar niciodată nu se întîlneşte la ele un alt efect al acestui metamorfism, decît laminarea, în timp ce, în conglomeratele din baza seriei de Tulişa, pe lîngă laminări, se întîlnesc şi destul de intense recristalizări.

Ceea ce vrem să semnalăm cu această ocazie este faptul că atît gresiile liasice de pe conglomeratele laminate permiene, cît şi cele de pe depozitele formaţiunii de Tulişa, n-au fost cu nimic afectate de metamorfismul dinamic care a afectat destul de puternic depozitele seriei de Tulişa şi a laminat conglomeratele permiene. De altfel, nici depozitele formaţiunii de Schela propriu-zise, nu sînt afectate de acest metamorfism.

Într-o lucrare recentă (11) am arătat că depozitele seriei de Tulişa, printr-o ridicare axială a munţilor Retezatului, Vulcanului, Parîngului, au suferit un metamorfism dinamic crescînd, începînd de la Oslea spre est, ajungînd în munţii Parîngului adevărate şisturi cristaline, încît au constituit o problemă în ce priveşte separarea lor de şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan, în timp ce la vest de această zonă de ridicare, datorită unei puternice scoborîri, a lanţului muntos al Carpaţilor meridionali de-a lungul unei linii de direcţie aproximativă NNW—SSE, depozitele acestea reapar pe valea Idegului, unde nu prezintă urmele nici unui fel de metamorfism, şi conţin urme certe de faună (16).

O scară stratigrafică schematică a acestor depozite cuprinde, de jos în sus, următorii termeni: conglomerate, arcoze, gresii arcoziene, gresii cuarţitice, calcare negre cenuşii în plăci, şisturi filitoase cu intercalaţii de cipolinuri, şisturi verzi sericitoase şi filite negre grafitoase.

Conglomeratele care apar în partea de est şi de nord a masivului Oslea, sub Culmea Răstovianului în munţii Vulcan şi sub Culmea Sterminosu în munţii Retezatului, prezintă o structură blastopsefitică şi o textură şistoasă-onduloasă. În compoziţia lor intră cuarţ cu granule rotunjite, feldspat (ortoză microclinizată), muscovit sub forma unor lamele larg dezvoltate, sericit, antrenat în concreşteri, clorit, şisturi cristaline provenite îndeosebi din seria de Drăgşan şi blocuri rotunjite de granite.

Institutul Geologic al României

În unele conglomerate, cum sînt cele de pe valea Strugului, în afară de cuarț, sericit, grafit, s-a mai întîlnit cloritoid și turmalină. Rareori, aceste conglomerate prezintă aspecte mai microconglomeratice. În compoziția acestor microconglomerate intră cuarț, feldspat, plagioclaz, sericit, clorit, biotit, calcit, apatit și grafit.

Datorită metamorfismului dinamic, uneori destul de intens, pe care l-au suferit, unele din aceste conglomerate, dau imaginea unor gnaise blastopsefitice, cu aspecte porfiroblastice. Granulele de cuarț sînt puternic afectate de metamorfismul dinamic, prin aceea că prezintă puternice extincții onduloase în draperii fără nici o orientare și sînt destul de intens zdrobite. De altfel, datorită tot acestui metamorfism, lamelele fine de maclă ale plagioclazilor sînt de regulă ondulate. Cimentul acestor conglomerate prezintă un aspect arcozian și, pe măsură ce acesta începe să predomine, conglomeratele trec, în mod gradat la partea lor superioară, în arcoze tipice. Masa fundamentală a acestor conglomerate este formată din granule mărunte de cuarț, care se antrenează împreună cu solzii de sericit pe fîșii onduloase și dau uneori imaginea unei texturi fluidale. În această masă sînt prinse granule mai mari de cuarț și feldspați, de unde rezultă și aspectul porfiroblastic.

În unele conglomerate, aspectul porfiroblastic este și mai bine evidențiat prin apariția a cîte unui cristal larg dezvoltat de plagioclaz, cum este cazul conglomeratelor de la Coada Oslei. În aceste conglomerate se întîlnește cîte un cristal de plagioclaz, larg dezvoltat, la care se mai observă concreșteri grafice cu cuarțul sau aspecte de blasteză. La unele granule de cuarț, ies foarte bine în evidență zone de creștere. Din forme de cuarț rotunjite primordial, încep să ia naștere aspecte amoeboide sau lobate și se observă cum granulele mai fine de cuarț din jurul unei granule mai mari sînt antrenate într-o concreștere intimă cu acestea. Uneori, în această concreștere, sînt antrenați și solzișorii fini de sericit, care se aflau în asociație cu granulele de cuarț. Unele conglomerate sînt însă lipsite de feldspați, fiind formate dintr-o masă fundamentală cuarțoasă în care sînt prinse granule mai mari și colțuroase de cuarț.

Arcozele se întîlnesc la partea inferioară a calcarelor și au o dezvoltare mai largă sub Culmea Arcanului și Groapa Lupilor. În general sînt fine și prezintă o textură neorientată. În compoziția lor intră: cuarț, feldspat potasic (microclin), plagioclazi sericitizați și epidotizați, biotit, clorit, calcit, apatit și o substanță amorfă închisă la culoare, sub formă de plaje. Uneori aceste arcoze încep să se îmbogățească la partea lor superioară în calcit și trec în mod gradat prin arcoze calcaroase la calcare.

Calcarele care stau peste conglomerate sau arcoze, sînt microcristaline, prezintă o structură granoblastică echigranulară și o textură șistoasă. La unele din aceste calcare se observă o alternanță de zone mai larg dezvoltate, formate din cristale de calcit mai mari, cu altele mai fine, formate din cristale de calcit mărunte. Roca este aproape un calcar pur, rar cînd se întîlnește și cîte o granulă fină de cuarț. Există însă și calcare, care sînt intercalate printre șisturile grafitoase. Aceste calcare

Institutul Geologic al României

conţin însă din abundenţă minerale micacee (sericit şi clorit) şi cuarţ. Au o structură şi mai evident şistoasă, marcată mai ales de mineralele micacee, de aceea aceste calcare şistoase au fost denumite şisturi calcaroase cipolinice. Calcarele microcristaline sînt albe-cenuşii-negricioase, se desfac cu uşurinţă în plăci şi formează un orizont destul de constant. Astfel le găsim formînd creasta principală a muntelui Oslea, apoi sub forma unor petece răsleţe, se înşiruie de-a lungul contactului seriei de Tulişa cu şisturile cristaline ale fundamentului, începînd de la Nedeuţa şi pînă la Valea de Peşti, apoi înspre valea Crivadiei şi dealul Sec. Ceea ce trebuie să fie remarcat este faptul că acest tip de calcare, contrar celor afirmate de GH. MANOLESCU, nu apare şi în alte orizonturi ale seriei de Tulişa. Aceste calcare se găsesc întotdeauna la baza acestei serii, fie că stau peste conglomerate, fie chiar direct pe fundamentul cristalin. Se întîlnesc intercalaţii lentiliforme foarte fine de calcare însă printre filite grafitoase, dar acestea sînt cu totul diferite, fiind nişte şisturi calcaroase cipolinice. Într-o secţiune subţire prin calcarele cipolinice de pe Valea Negrului, se observă că rocile sînt formate dintr-o masă grăunţoasă zaharoidală de calcit cu granule orientate. Granulele de calcit care ocupă pînă la 99% din masa rocilor sînt xenomorfe, cu dimensiuni ce variază de la 0,3—0,04 mm. Cuarţul, care în mod obişnuit mulează granulele de calcit, apare în procente cu totul neînsemnate. Fengitul, care este ceva mai frecvent îndeosebi pe feţele de şistozitate, apare sub formă de lamele alungite (0,02—0,3 mm). În afară de aceste componente, trebuie să mai menţionăm prezenţa cristalelor de pirită şi a unui pigment grafitos, dispus în benzi paralele.

Peste calcare se aşază uneori arcoze negre, alteori arcoze albe sau negre cu intercalaţii de filite grafito-sericitoase cu numeroase cuiburi şi chiar filoane de cuarţ. Complexului acesta arcozian îi urmează şisturi argilo-sericitoase şi şisturi argilo-grafitoase sau gresii cuarţitice sericitoase, şisturi verzi sericitoase sau chiar şisturi grafitoase cu aspect ardezian.

Atunci cînd şisturile filitoase grafitoase şi îndeosebi şisturile sericito-cloritoase sau şisturile clorito-epidotice ± grafitoase vin în contact direct cu partea superioară a şisturilor cristaline ale complexului clorito-sericitos (seria de Drăgşan), este foarte greu de trasat o limită între ele.

Rocile acestea în afară de albit, cuarţ, sericit, grafit, pirită, conţin din abundenţă cristale prizmatice de cloritoid dispuse în rozete. Şisturile acestea se pot grupa după predominanţa, fie a actinotului, epidotului şi a cloritului, la filite sau şisturi amfibolice, epidotice sau cloritice. În aceste şisturi, albitul apare sub formă de granule cu conture neregulate prinse într-o masă lepidoblastică formată din actinot, epidot şi clorit. Aceste granule de albit, la rîndul lor, conţin sub formă de incluziuni, granule microlitice de epidot şi clinozoizit, paiete de clorit şi ace de actinot. Uneori masa aceasta lepidoblastică se dispune în pături onduloase care mulează granulele de albit sau cuarţ. În general cuarţul este cu totul subordonat şi apare sub formă de granule mărunte foarte dispersate. Ceea ce trebuie menţionat la aceste

Institutul Geologic al României

șisturi, este faptul că ele prezintă urmele unei cataclaze destul de pronunțate. De asemenea este necesar de subliniat că această cataclază, în cea mai mare parte, s-a petrecut în timpul cristalizării albitului, întrucît și acesta din urmă prezintă urmele deformărilor mecanice. Această observație ne conduce la concluzia că albitizarea acestor șisturi s-a făcut sub influența unui aport metasomatic de natură sodică, care a apărut în timpul metamorfismului dinamic. Întregul acest complex este puternic încrețit la scara chiar milimetrică, încît dau impresia unor filite foarte fine. Uneori printre filitele și șisturile grafitoase, se întîlnesc pungi și străturețe fine de grafit, cum sînt cele de pe Valea de Pești sau de pe Valea Negrului. Datorită alterării cristalelor de pirită, rocile sînt uneori destul de puternic pigmentate cu limonit.

Filitele grafitoase satinate și șisturile grafitoase cu aspect ardezian încheie coloana stratigrafică a depozitelor formațiunii de Tulișa.

În concluzie, se poate afirma că depozitele seriei de Tulișa, cu toate că sînt răspîndite în mod neregulat, totuși conglomeratele acolo unde ele apar, stau întotdeauna peste fundamentul cristalin și suportă calcarele cenușii înplăci, iar dacă lipsesc conglomeratele, atunci calcarele sînt acelea care se așază direct peste acest fundament cristalin. Arcozele negre, șisturile argilo-sericitoase, șisturile argilo-grafitoase sau șisturile verzi, ocupă peste tot aceeași poziție superioară. Această succesiune a stratelor prezintă pretutindeni aceleași raporturi stratigrafice acolo unde ele apar împreună.

Pretutindeni pot fi observate urmele unei puternice acțiuni mecanice. Intensitatea metamorfismului acestor depozite variază, pe de o parte, în raport cu compoziția inițială a rocii care a fost supusă metamorfismului, iar pe de altă parte, se observă că ea crește de la vest spre est. Intensitatea metamorfismului a fost uneori atît de puternică, încît nu numai că stratele au fost cutate și dislocate, ci a permis chiar ca o parte din cuarț să fie solubilizat, pus în mișcare, să pătrundă în rocile învecinate și să recristalizeze sub formă de vine și lentile. De altfel, paralel cu acțiunea metamorfismului dinamic a acționat și metasomatoza alcalină destul de puternic. Ceea ce se poate de asemenea afirma este faptul că depozitele liasice reprezentate prin gresii arcoziene care stau peste depozitele seriei de Tulișa, atît cele de la stîna Nedeuței, cît și cele de la Rafaila sau Comandă din platul Bumbeștilor, nu sînt deloc afectate de aceste acțiuni mecanice.

Scara stratigrafică pe care am menționat-o (13) din lipsa unor urme de fosile, ca și a unor repere-stratigrafice, ne-a făcut să comparăm aceste depozite metamorfozate cu cele de pe Valea Idegului, care prezintă în general aceeași succesiune stratigrafică a depozitelor. Prin analogie cu depozitele de pe Valea Idegului, și de la Drencova, calcarele cenușii șistoase ar corespunde Dinanțianului, conglomeratele, arcozele și cuarțitele ar corespunde Devonianului, eventual chiar Silurianului, iar întregul complex cuprins între calcarele cenușii și filitele negre grafitoase, Carboniferului inferior.

Institutul Geologic al României

În capătul de SW al sinclinalului Oslea (dealul Poiana Văcăriei) am întîlnit printre depozitele formaţiunii de Tulişa, două corpuri de serpentinite. În aceste roci antigoritul este asociat cu o reţea de formă capricioasă de minerale opace, care înglobează uneori relicte de cristale de piroxeni. Rocile acestea se găsesc ca intercalaţii în această serie, însă nu posedăm nici-un argument prin care am putea preciza vîrsta acestor veniri eruptive în această regiune, cum a fost posibil în alte părţi pe valea Jiului sau în munţii Parîng. Se pare, prin analogie cu cele descrise de pe valea Jiului romînesc, că ele s-au pus în loc înaintea depunerii calcarelor tithon-neocomiene.

CRISTALINUL AUTOHTONULUI

În perimetrul cercetat am delimitat pe de o parte şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş, iar pe de alta, ale seriei de Drăgşan.

Seria de Lainici—Păiuş. Seria aceasta are o dezvoltare destul de mare în regiunea noastră. Ea a fost întîlnită pe de o parte, pe Valea de Peşti, trecînd pe o direcţie NE—SW pe sub muntele Arcanu înspre valea Bistriţei, iar pe de alta pe sub culmea Făgeţel şi Oboroca, tot pe o direcţie NE—SW la capătul de SE a munţilor Retezatului spre valea Pilugului. În această serie s-au putut delimita: filite şi şisturi micacee, şisturi sericito-clorito-cuarţitice, cuarţite, gnaise psamitice, gnaise cloritice şi calcare cristaline.

Şisturile micacee şi şisturile sericito-clorito-cuarţitice formează de fapt fondul regiunii, avînd şi cea mai largă răspîndire. Ele prezintă o structură granolepidoblastică şi o textură şistoasă, uneori paralel sinuoasă. În compoziţia lor intră: cuarţ, sericit (muscovit), clorit şi feldspaţi plagioclazi. Rocile în care predomină materialul micaceu (sericit şi clorit) şi apare şi grafit, capătă un aspect filitic. De regulă, însă aceste şisturi, pe de o parte, sînt puternic injectate, iar pe de alta prezintă toate tranziţiile, fie spre gnaisele cloritice, fie spre cele psamitice, încît cu greu se pot separa pe teren, unele de altele.

În şisturile micacee formate îndeosebi din muscovit şi mai puţin biotit, micele, fie că formează masa fundamentală a rocii în care apar granule rotunjite de cuarţ, ca nişte ochiuri, fie că se dispun în pături paralele, de regulă larg dezvoltate şi compacte în alternanţă cu pături subţiri formate din cuarţ.

De multe ori granulele de cuarţ sînt dispuse în străturele discontinui, luînd aspectul unor lentile sau cuiburi. De obicei însă, păturile, lentilele sau cuiburile de cuarţ apar în asociaţie şi cu granule de albit, care în mod obişnuit sînt cu totul subordonate cuarţului.

Biotitul, atunci cînd apare, rar este proaspăt, în general el este cloritizat, de aceea o separare pe teren a şisturilor micacee cu biotit cloritizat de şisturile sericito-(muscovito)-cloritice este de foarte multe ori anevoioasă sau chiar imposibilă. Prin

Institutul Geologic al României

predominarea în aceste roci a mineralelor micacee, apare o structură lepidoblastică tipică și o textură paralel sinuoasă.

În șisturile sericito-clorito-cuarțitice, sericitul în asociație cu cloritul formează benzi, unele mai largi, altele mai fine, în alternanță cu cele de cuarț. Cuarțul în aceste șisturi apare, pe de o parte, sub formă de granule fine, iar pe de altă parte sub formă de granule larg dezvoltate, dînd aspectul unor porfiroblaste. În unele secțiuni, sericitul lasă impresia că ar pseudomorfoza niște cristale prizmatice (plagioclazi). Alături de cuarț, se întîlnesc uneori într-un mod sporadic, alteori chiar destul de mult (1—8%), cristale de plagioclazi cu 6—13% An.

Uneori cuarțul, în asociație cu feldspatul, predomină asupra mineralelor micacee, formînd un fond granoblastic. În aceste tipuri de roci sericitul este subordonat și apare în asociație intimă cu actinotul și biotitul.

Cuarțitele prezintă o textură masivă ușor orientată și o structură granoblastică sau granonematoblastică, dacă actinotul apare într-o cantitate mai mare, sau granolepidoblastică dacă sericitul (muscovitul) apare în cantitate mai mare. În cea mai mare parte a cuarțitelor întîlnite, structura care predomină este cea blastopsamitică. În masa pavimentoasă formată din cuarț, se întîlnesc destul de frecvent și cristale de albit și microclin, uneori și de calcit. Unele din aceste cuarțite prezintă și aspecte porfiroblastice evidente, prin dezvoltarea mai largă a cristalelor de cuarț sau a celor de feldspați. Făcînd abstracție de albitul de origină metasomatică din aceste cuarțite, trebuie să admitem că rocile provin din metamorfismul unor gresii care au rămas refractare proceselor de migmatizare și că ele au suferit un puternic proces de metamorfism care a fost urmat de o ușoară albitizare.

Gnaisele psamitice apar cu totul sporadic sub formă de intercalații și sînt greu de deosebit pe teren de gnaisele cloritice sau chiar de granitele gnaisice, din cauza intenselor feldspatizări pe care le-au suferit și unele și altele, de aceea și separarea lor este oarecum arbitrată, cel puțin între gnaisele psamitice și gnaisele cloritice. Rocile au o structură granoblastică și o textură șistoasă-masivă. În compoziția lor intră cuarț, microclin, ortoză, plagioclaz, muscovit, epidot, biotit cloritizat, calcit, uneori și granat.

În ce privește *gnaisele cloritice*, acestea sînt formate din cuarț, microclin, plagioclaz (albit-oligoclaz), clorit și actinot. În aceste gnaise, muscovitul lipsește complet, iar microclinul este în general larg dezvoltat, prezentînd fenomene de blasteză foarte evidente.

Spre deosebire de gnaisele cloritice, unde porfiroblastele sînt formate din feldspați, în gnaisele psamitice, porfiroblastele sînt formate îndeosebi din cuarț. În unele din aceste gnaise psamitice, cuarțul formează ochiuri, cuiburi sau lentile. De gnaisele cloritice se deosebesc și prin aceea că, în timp ce în gnaisele cloritice, feldspații intră într-un procent ce variază între 10—30%, în cele psamitice, ei nu trec de 10%.

Institutul Geologic al României

În unele din gnaisele cloritice, feldspaţii prezintă structuri poikilitice sau concreşteri diablastice.

Luată în ansamblu, această serie prezintă un caracter blastopsamitic, destul de evident, însă datorită puternicelor fenomene de feldspatizare pe care le-au suferit rocile acestei serii, ele iau uneori aspecte lenticulare. De multe ori, datorită pe de o parte fenemenelor de feldspatizare, iar pe de alta celor de cataclazare şi recristalizare, imaginea structurală primară este ştearsă. În apropierea cu rocile granitoide, datorită influenţei contactului, se întîlnesc porfiroblaste de ortoză sau oligoclaz. Uneori în aceste şisturi granitizate se întîlnesc concreşteri microscopice vermicular de cuarţ, pe de o parte cu minerale micacee, iar pe de alta cu oligoclaz.

Concluzii asupra rocilor din seria Lainici-Păiuş. Rocile seriei Lainici-Păiuş, aşa cum s-a mai menţionat (5, 11, 12) sînt formate pe seama unor depozite sedimentare vechi: psamitice, pelitice şi calcaroase.

Din studiul paragenezelor, a structurilor şi texturilor rocilor din seria Lainici-Păiuş, reiese destul de clar în evidenţă, că iniţial aceste şisturi cristaline au fost metamorfozate în condiţiile echilibrului paragenetic al rocilor de grad înalt de metamorfism regional (facies amfibolitic, eventual albit-epidot-amfibolitic) şi numai ulterior datorită metamorfismului provocat de soluţiile granitizante şi a ridicării axiale a întregei zone, rocile s-au adaptat la noile condiţii de stabilitate.

Felul în care se prezintă rocile din seria de Lainici-Păiuş, atît în partea de sud a regiunii cercetate (Valea de Peşti, la obîrşie), cît şi în partea de sud-est a munţilor Retezatului, sugerează imaginea unor intercalaţii mai mult sau mai puţin neregulate de roci de compoziţie mai arcoziană, mai argiloasă cu sedimente nisipoase conglomeratice. Din studiile microscopice se pare că raportul între tipul psamitic şi cel cloritic-arcozian, înclină mai mult spre cel cloritic-arcozian. Pe teren, separarea între gnaisele cloritice şi cele psamitice este de multe ori foarte dificilă. Uneori între aceste două tipuri de gnaise există asociaţii atît de intime, încît separarea lor în aceste cazuri este practic imposibilă.

În afară de aceste tipuri de gnaise şi cuarţite feldspatice, în seria de Lainici-Păiuş, se întîlnesc destul de frecvent roci migmatice formate în urma proceselor metasomatice şi în special a procesului de granitizare. Rocile migmatice astfel formate sînt dominate de dezvoltarea largă a porfiroblastelor feldspatice şi sînt localizate de obicei pe anumite direcţii (zonele de zdrobire, fisurare, şistozitate, etc.).

În afară de aceste tipuri de migmatite, în cadrul seriei de Lainici-Păiuş, se întîlnesc destul de frecvent tipuri de roci migmatice formate pe seama unor injecţii şi difuzii a soluţiilor puternic mobile, care au dat naştere la diferite tipuri de filoane aplitice şi pegmatitice.

Seria de Drăgşan. Seria aceasta are o arie de răspîndire destul de mare în perimetrul cartat. Astfel în munţii Vulcanului—Oslea, ea ocupă partea

Institutul Geologic al României

nordică și nordvestică a acestor munți, iar în capătul estic al munților Retezatului, partea sudică și nordică. În partea de sud, ea ia contact printr-o linie de dislocație cu granitul de tip Susița și cu șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, iar înspre NW, ea este acoperită de depozitele mesozoice.

Din punct de vedere petrografic, s-au putut separa în această serie două complexe: complexul clorito-sericitos și complexul amfibolitic.

Complexul clorito-sericitos. Complexul acesta ocupă o arie destul de largă de răspîndire în partea de sud a munților Vulcanului și de nord-est a munților Retezatului, ocupînd în munții Vulcanului culmea Nedeia-Nedeuța-Prisloapele-Arcanu, iar în munții Retezatului culmea Oboroca-Făgețel. De altfel, în zona aceasta de dezvoltare a complexului clorito-sericitic apar și intercalații mai mult sau mai puțin dezvoltate de amfibolite, gnaise amfibolice, gnaise granitice, etc. În acest complex s-au putut separa cartografic: șisturi clorito-sericito-cuarțitice, șisturi clorito-epidotice cu actinot, cuarțite și gnaise cloritice.

Șisturile clorito-sericito-cuarțitice au cea mai largă răspîndire față de celelalte formațiuni, care apar în mod obișnuit mai mult sub formă de intercalații.

Rocile, în general, au o textură șistoasă-filitoasă, sînt de culoare închisă, verzuie-cenușie, cu reflexe argintii datorită prezenței sau chiar abundenței sericitului. Cu ochiul liber nu se observă în compoziția lor decît clorit, epidot, cuarț, uneori cristale de hornblendă și pirită.

În aceste roci raportul între mineralele micacee (clorit + sericit) și cuarț înclină cînd într-o parte, cînd în alta, și în cazul acesta întîlnim tipuri cînd clorito-sericitoase, cînd tipuri cuarțoase. Sînt destul de frecvente și cazurile cînd chiar între aceste minerale micacee (clorit și sericit) se întîlnesc variații. Astfel au fost întîlnite șisturi sericitoase în care cloritul este cu totul subordonat sericitului și invers.

Masa fundamentală a acestor roci este constituită cînd din minerale micacee, care formează pături larg dezvoltate în alternanță cu cele cuarțoase fine, cînd dintr-o masă pavimentoasă de cuarț cu pături fine de minerale micacee, dispuse pe planele de șistozitate.

Aproape în toate tipurile de roci, epidotul și albitul sînt nelipsiți. Marea majoritate a rocilor sînt constituite dintr-o masă fundamentală (granoblastică) formată din granule de cuarț bine sortate cu lamele de clorit și sericit dispuse în benzi. În unele din aceste roci apare și biotitul în concreștere intimă, fie cu cloritul (clinoclor) fie cu muscovitul.

În *șisturile clorito-epidotice cu actinot* se observă o masă fundamentală formată din cuarț în care se disting benzi formate din granule de cuarț fine în asociație cu clinoclor și epidot. În tipurile extreme, masa fundamentală este formată dintr-un țesut constituit din clorit, în ochiurile căruia apar cristale de cuarț, uneori acesta lipsește completamente și atunci în locul lor apar granule mai larg dezvoltate de

Institutul Geologic al României

epidot. Din cauza acestor granule larg dezvoltate de epidot, roca ia uneori un aspect porfiroblastic. De altfel epidotul, dacă nu se prezintă sub forma unor cristale larg dezvoltate, atunci granulele sale se aglomerează formînd ochiuri sau cuiburi. Mineralele nelipsite în aceste tipuri de roci sînt albitul şi actinotul.

În şisturile în care cloritul şi îndeosebi actinotul participă într-o cantitate mare, structura rocilor este lepidonematoblastică. În rocile în care epidotul apare într-o cantitate preponderentă, sub formă de granule izometrice fine, structura acestor roci aminteşte pe cea a pastei microcristaline a unor roci efuzive. În unele tipuri de şisturi cloritoase cu epidot şi actinot, feldspaţii prezintă caractere de schachbrettalbit, iar actinotul este dispus în jerbe radiare. Am întîlnit şi tipuri de roci mai bogate în clorit, roci care sînt lipsite aproape complectamente de actinot. Uneori în şisturile cloritoase am întîlnit şi granaţi destul de larg dezvoltaţi. Unele din aceste roci formate din clorit, albit şi epidot, prezintă evidente aspecte tufacee. În aceste roci albitul apare în mod obişnuit sub formă de porfiroblaste. Printre aceste tipuri de roci se întîlnesc şi unele cu grafit, iar altele cu muscovit.

Rocile provenite pe seama depozitelor tufacee sînt bogate în epidot şi albit, ca şi în magnetit şi pirită. Clivajul acestor roci în general este dominat de un sistem de suprafeţe în formă de S, determinat de orientarea preferenţială a mineralelor lamelare. Clivajul acesta, care nu este altceva decît o şistozitate, taie frecvent, sub cele mai diferite unghiuri, stratificaţia primară. Uneori se observă, îndeosebi la filite, una sau mai multe suprafeţe în formă de S, suprafeţe care se referă la diferitele stadii de deformare a rocilor.

În ceea ce priveşte *cuarţitele*, acestea apar cu totul subordonat printre celelalte tipuri de roci, de regulă ele sînt scoase în evidenţă datorită rezistenţei lor mai mari la eroziune. Au o structură granoblastică şi textură masivă-şistoasă. În compoziţia lor, pe lîngă cuarţ, intră albit-oligoclaz-microclin, epidot, clorit şi sericit.

Se întîlnesc şi tipuri de cuarţite în cari plagioclazii formează rare porfiroblaste.

Gnaisele cloritice apar de asemenea ca intercalaţii de grosimi variabile însă mult mai frecvente. Unele din intercalaţii sînt atît de mici, încît sînt incartabile. Rocile prezintă o structură granoblastică şi o textură şistoasă-gnaisică. În compoziţia lor intră: cuarţ, plagioclazi (20—28% An), clinoclor, biotit în cea mai mare parte cloritizat şi amfiboli. În aceste gnaise, plagioclazii sînt uneori umpluţi cu sericit şi zoizit, de regulă sînt însă destul de proaspeţi. Frecvent rocile prezintă aspecte de zdrobire şi de laminare. Cuarţul este destul de intens zdrobit şi fărămiţat, iar sfărîmăturile mărunte sînt antrenate pe şiruri onduloase paralel cu şistozitatea rocilor. Unele din granulele sfărîmate au fost recimentate şi se prezintă ca nişte porfiroblaste. Feldspaţii potasici se prezintă sub formă de cristale cu conture lobate, înglobînd sub formă de incluziuni granulele mărunte de plagioclazi epigenizaţi, cuarţ, etc. Prin creşterea uneori excesivă a acestor cristale, roca ia o structură porfiroblastică cu aspecte lenticulare. Unele roci prezintă însă aspecte cu totul diferite. Am întîlnit

Institutul Geologic al României

roci la care se observă strate lenticulare paralele de cuarţ şi feldspaţi asociate în mod neregulat. În unele secţiuni se observă că acestea formează o reţea cu umpluturi lenticulare de cuarţ, care se angrenează cu cele de feldspat. Aceste strate, la rîndul lor, alternează cu o altă reţea tot lenticulară formată din minerale melanocrate. Între păturile cuarţo-feldspatice alternează pînze destrămate de clorit, muscovit, puţin biotit verzui, minereu, zoizit şi turmalină.

Unele roci prezintă aspecte micropegmatitice cu textură paralelă. Rocile sînt formate din pături constituite din cristale alungite de cuarţ şi feldspaţi şi pături cu indivizi larg cristalizaţi formate din concreşteri de cuarţ şi feldspaţi. Feldspatul este o ortoză micropertitică. La unele din aceste gnaise se observă o textură paralelă primordială, accentuată mai ales de alunecările de-a lungul foiţelor de clorit.

Complexul amfibolitic. Complexul acesta este dezvoltat îndeosebi în partea de NW a muntelui Oslea şi pe versantul drept al văii Jiului romînesc, în dreptul confluenţei sale cu Valea Boului.

În acest complex s-au putut separa cartografic: şisturi amfibolice, amfibolite, şisturi clorito-epidotice cu actinot, gnaise amfibolice, metadiorite şi metagabbrouri.

Şisturile amfibolice şi amfibolitele apar sub formă de intercalaţii printre gnaisele amfibolice şi prezintă o structură nematogranoblastică şi o textură şistoasă. În compoziţia lor intră: hornblendă verde, cuarţ, plagioclazi, zoizit, clorit, epidot, etc. În aceste şisturi hornblenda apare sub forma unor cristale prismatice alungite după şistozitate. În unele din aceste şisturi se observă o alternanţă între păturile formate din hornblendă şi cele formate din cuarţ şi feldspaţi, în altele hornblenda este prinsă într-o masă fundamentală pavimentoasă cuarţoasă în care abundă sericitul. În aceste din urmă tipuri, hornblenda ia aspecte porfiroblastice. Zoizitul şi epidotul însoţesc întotdeauna benzile amfibolice.

La *şisturile clorito-epidotice cu actinot*, în texturile şistoase se observă două orientări: una paralelă, puţin încreţită, fiind scoasă în evidenţă de şiraguri de granule de titanit, limonit, eventual cuarţ şi alta, aproape perpendiculară pe prima, formată din lamele de clorit şi ace de actinot. Prima ar fi o textură primară sedimentogenă şi s-ar datora sortării, iar cea de-a doua unui metamorfism ulterior. Cristalele mai mari de cuarţ sau feldspaţi sînt sparte pe direcţia a doua şi sînt refăcute de granulele din pastă.

La aceste roci aspectul tufogen este evidenţiat de porfiroblastele de feldspaţi, care se angrenează într-un mod cu totul neregulat cu pasta microgranulară. Porfiroblastele de feldspaţi sînt uneori traversate de ace de actinot, la care se observă două direcţii care fac între ele un unghi de 120°. Pasta se pare că e formată din granule mărunte, turtite, adesea alungite de cuarţ şi albit. Toate fenoblastele care s-au format din concreşterea mai multor granule, au conture fine şi se angrenează

Institutul Geologic al României

cu pasta. Uneori în jurul fenoblastelor de albit se formează o coroană de ace de actinot, care la rîndul lor sînt înconjurate de o coroană de lamele de clorit.

Gnaisele amfibolice sînt rocile cu cea mai mare arie de răspîndire în complexul acesta. Structura acestor roci este granonematoblastică, iar textura este şistoasă-rubanată. Rubanarea aceasta, în parte este primară, datorită alternanţei păturilor formate din hornblendă şi cele cuarţo-feldspatice, în parte injecţiilor ulterioare.

Cuarţul din aceste gnaise se prezintă sub formă de xenoblaste, alungite după şistozitate. Uneori granulele mai mari de cuarţ prezintă crăpături şi sînt înconjurate de un mortar fin provenit din fărămiţarea lor.

Plagioclazul este în mod obişnuit un andezin cu 35% An, însă se întîlnesc şi cristale de plagioclazi care au 8—13% An. Cristalele de plagioclazi în general sînt alungite după şistozitatea rocilor; se întîlnesc însă, şi cristale ceva mai larg dezvoltate sub formă de fenoblaste care sînt dispuse perpendicular pe şistozitatea rocilor. Amfibolul este o hornblendă verde şi se prezintă sub formă de cristale prizmatice, de regulă dispuse paralel cu şistozitatea şi numai cu totul întîmplător, oblic pe aceasta. Terminal din hornblendă pornesc ace de actinot care, ca şi cristalele de hornblendă, străbat cristalele de cuarţ şi feldspat. Hornblenda niciodată nu se găseşte ca incluziune în cuarţ sau feldspaţi, ci numai le traversează. În afară de cuarţ, hornblendă şi plagioclazi, se întîlnesc în aceste gnaise, destul de frecvent, epidot, clorit, zoizit, biotit, titanit, zircon şi minerale opace.

La unele din aceste gnaise se observă uneori fenomene de biotitizare a hornblendei. Aceste fenomene apar sub formă de concreşteri pe planele de clivaj a hornblendei cu biotitul. Uneori hornblenda nu apare decît ca un relict în mijlocul lamelelor de biotit.

La unele gnaise se observă structuri relicte, care amintesc structura unor diorite sau gabbrouri, încît foarte bine ar putea fi clasate la metagabbrouri sau metadiorite.

Metagabbrourile şi metadioritele prezintă plagioclazii transformaţi total într-un agregat tulbure de clinozoizit, epidot şi calcit. Hornblenda de asemenea este transformată într-o hornblendă uralitică sau actinolitică. Cuarţul din aceste roci pare să fie secundar şi apare cu totul întîmplător, iar feldspaţii potasici lipsesc completamente, spre deosebire de gnaisele amfibolice obişnuite, unde cuarţul apare uneori sporadic sau într-un raport de 1:2 faţă de plagioclazi. Metagabbrourile în mod obişnuit prezintă o alternanţă relativ regulată, formată din pături leucocrate şi pături verzui. Păturile leucocrate sînt formate îndeosebi din minerale din grupul epidotului şi din saussurit. Saussuritul apare de obicei sub formă de plaje formate dintr-un fond de albit în care sînt cuprinse granule mărunte de zoizit, calcit, cuarţ şi uneori şi actinot. Aceste plaje sînt înconjurate de pături contorsionate formate din zoizit, clinozoizit, calcit şi clorit. Păturile verzui sînt formate din epidot, clinozoizit, actinot şi numeroase relicte de hornblendă uralitizată.

Institutul Geologic al României

Printre gnaisele amfibolice, au fost întîlnite de asemenea tipuri de roci care amintesc structura hornblenditelor.

Studiul petrografic detailat al acestui complex, arată că rocile amfibolice au suferit puternice procese de retromorfism și au provenit unele pe seama unor sedimente marnoase, iar altele pe seama unor roci eruptive. Studiul amfibolitelor a scos de asemenea în evidență că rocile acestea au fost remarcabil de refractare proceselor de migmatizare mai vechi ca și celor metasomatice mai recente.

Concluzii asupra șisturilor cristaline ale seriei de Drăgșan. Șisturile cristaline ale seriei de Drăgșan s-au format din metamorfismul unui complex de sedimente marnoase, argiloase, grezoase cu unele intercalații de tufuri vulcanice, străbătute de o serie de corpuri eruptive bazice și ultrabazice. Odată cu metamorfismul acestor depozite, au fost metamorfozate și rocile vulcanogene și în felul acesta au dat naștere la o serie cristalină heterogenă și cu numeroase convergențe între rocile provenite din metamorfismul celor eruptive și al acelora sedimentare.

Șisturile complexului clorito-sericitos au provenit din metamorfismul unor depozite epiclastice, amestecate în partea superioară a complexului cu un material piroclastic în condițiile faciesului albit-epidot-amfibolitic și numai în urma punerii în loc a masivelor de roci granitoide, ele s-au adaptat condițiilor faciesurilor de șisturi verzi.

Șisturile cristaline ale acestei serii sînt pe de o parte străbătute de numeroase filoane ale maselor de granitoide, iar pe de alta, ele sînt într-o măsură mai mare sau mai mică granitizate de soluțiile acide post magmatice legate de consolidarea acestor masive. Din această cauză, printre rocile acestei serii se întîlnesc destul de frecvent diferite tipuri de migmatite, din care cea mai mare parte sînt interstratificate.

Într-o imagine cu totul generală asupra acestei serii se poate conchide după poziția stratigrafică a celor două complexe, că șisturile cristaline ale complexului clorito-sericitos sînt mai noi, și s-ar fi format într-o altă fază orogenică decît cele ale complexului amfibolitic (?). Șisturile cristaline ale complexului clorito-sericitos sînt formate pe seama unor depozite provenite din erupții submarine și din depozite epiclastice care stau transgresiv peste fundamentul cristalin mai vechi (complexul amfibolitic și seria Lainici-Păiuș).

În orice caz ambele complexe s-au format înainte de punerea în loc a maselor de granitoide, întrucît acestea din urmă străbat și metamorfozează la contact șisturile atît ale seriei de Drăgșan, cît și ale seriei Lainici-Păiuș.

Rocile granitoide. În partea de sud-est a munților Retezat, în zona terminală a granodioritului de Buta, se înșiruie pe o direcție aproximativă E—W, trei corpuri lentiforme de roci granitice-granodioritice. În cadrul acestor corpuri s-au putut separa textural pe de o parte, roci granitoide cu o textură aparent masivă, iar pe de alta, roci cu textură gnaisică.

Institutul Geologic al României

Rocile granitoide cu textură aparent masivă sînt în general granodiorite plagioclazice cu biotit. Ele prezintă o structură hipidiomorfă şi o granulaţie măruntă pînă la faneritică. Plagioclazul în aceste roci este un oligoclaz-andezin cu 28—34% An. Uneori printre rocile cu texturi masive se întîlnesc şi unele tipuri care prezintă evidente fenomene de laminare şi milonitizare a componentelor. Aceste milonitizări se observă îndeosebi la granulele de cuarţ care se dispun în pături discontinui cu aspecte sfîşiate.

Printre aceste granitoide cu textură masivă se întîlnesc de asemenea roci cu aspecte pegmatoide. În acestea din urmă, plagioclazul, care în general are 9—16% An, se dispune după o direcţie preferenţială, în timp ce cuarţul, care prezintă relaţii de concreşteri grafice cu plagioclazul, este mai puţin orientat. De obicei, aceste granite sînt foarte sărace în elemente melanocrate. În ele microclinul are conture de regulă blastice şi în creşterea sa înglobează cristale mărunte de plagioclazi cu incluziuni sericitice dispuse în şiraguri. În ele se întîlnesc uneori granule de cuarţ asociate cu lamele de muscovit cu tendinţă de reglare paralelă, alteori cuarţul se prezintă sub formă de cristale scheletice. Relaţiile între cuarţ şi feldspaţi uneori sînt rectilinii, alteori corodate cu forme lobate sau cuneiforme. În unele roci se observă strate paralele, lenticulare de cuarţ şi feldspaţi dispuse în mod neregulat, sau ele formează o reţea cu umpluturi lenticulare de granule de cuarţ mai larg dezvoltate Acestea la rîndul lor se angrenează cu altele de feldspat sau alternează cu o altă reţea lenticulară formată din biotit sau clorit în asociaţie cu muscovit.

În unele secţiuni se observă că păturile cuarţo-feldspatice alternează cu unele pături destrămate formate din muscovit, puţin biotit verzui, zoizit, turmalină şi minereu. În aceste roci se pot surprinde foarte bine fenomenele de formare a fenoblastelor prin contopirea unor granule mărunte în formă de mozaic.

Printre rocile cu textură masivă se întîlnesc unele cu aspecte micropegmatitice sau cu o textură paralelă evidentă. Rocile acestea sînt formate din pături constituite din cristale alungite de cuarţ şi feldspaţi în care raportul între cuarţ şi feldspaţi este 1:1, şi pături cu indivizi larg dezvoltaţi, formaţi din concreşteri de cuarţ şi feldspaţi. În aceste roci se poate observa un stadiu primordial neorientat de cuarţ, ortoză şi albit şi unul în care se vede că ortoza începe să se mobilizeze şi începe să se ordoneze; ultimul se pare că este cuarţul care se ordonează. De asemenea se observă destul de bine că ortoza şi cuarţul se mobilizează pe seama unui material mărunt din masa fundamentală. Albitul apare de obicei ca un relict într-o cantitate în general mică.

Tot printre granitele cu textură masivă se întîlnesc ca intercalaţii unele tipuri porfiroide sau filonaşe mici de aplite şi pegmatite. În granitele porfiroidale, structura este tipic granoblastică. Ortoza în aceste granite se dezvoltă printre granulele de cuarţ sub forma unor « filme intergranulare » ca fenoblaste cu margini neregulate, amoeboide, conţinînd incluziuni mici de cuarţ, plagioclazi şi muscovit.

Institutul Geologic al României

În partea de est a masivului granitoid de Buta, apar înspre Vîrful Şerpilor, faciesuri porfiroide. În aceste roci cuarţul se prezintă sub formă de granule mai mari, cu extincţii onduloase, corodate de granule de cuarţ mai mărunte, recristalizate şi cu extincţie dreaptă. Microclinul cu (—2 V = 78°) apare sub formă de cristale larg dezvoltate, uşor albitizate şi corodate de o masă fundamentală. Plagioclazii (cu 20—26% An) se prezintă sub formă de cristale hipidiomorfe larg dezvoltate. Transformarea lor este cu totul neegală, în sensul că unele cristale sînt complet umplute de microlite de sericit şi de clinozoizit, lăsînd doar o dungă subţire marginală de albit, iar în altele umplutura aceasta microlitică ocupă în mod neregulat conţinutul cristalelor, sau numai zona centrală a lor. În afară de aceste componente principale, pe lîngă care trebuie să mai menţionăm muscovitul şi biotitul, în granitoidele de la Vîrful Şerpilor apar şi cristale larg dezvoltate de turmalină.

Masa principală a masivelor de granitoide, îndeosebi din partea de sud a regiunii cercetate (munţii Vulcan), este formată din granite gnaisice. Granite gnaisice se întîlnesc sub formă de intercalaţii sau terminaţii laterale atît în corpurile din prelungirea estică a masivului Buta, cît şi în cel de Şuşiţa.

Rocile sînt în general grăunţoase cu o textură gnaisică-şistoasă pînă la grăunţos fibroasă. Aspectul şistos este evidenţiat pe de o parte prin cristalizarea rocilor sub influenţa stressului, iar pe de alta, datorită acţiunilor dinamice ulterioare, care au provocat cataclaze, striviri şi laminări.

Corpurile granitice din prelungirea masivului de Buta, pe lîngă fenomenele de feldspatizare şi granitizare, au produs şi unele fenomene de contact pneumatolitic. Astfel înspre Vîrful Şerpilor se întîlnesc în granite întinse fenomene pneumatolitice cu aport de bor şi potasiu, care au dat naştere la cristale larg dezvoltate de turmalină şi de feldspaţi potasici (cca 50% din volumul rocilor).

Cuarţul în aceste roci se prezintă sub formă de cristale alotriomorfe de dimensiuni ce variază între 0,08—0,6 mm, alungite în direcţia şistozităţii. În general, ele sînt ceva mai mici decît cele de feldspaţi. Prezintă puternice extincţii onduloase, atît cristalele mari, cît şi cele mărunte provenite din sfărîmarea celor mari. Granulele mărunte de cuarţ formează uneori un mortar în jurul celor mari, alteori se dispun după linii sinuoase, dînd aspectul unei texturi fluidale. Cristalele mărunte de cuarţ se întîlnesc şi pe crăpăturile feldspaţilor sau ca incluziuni în aceştia. Uneori cristalele de cuarţ conţin la rîndul lor incluziuni de feldspaţi, biotit, apatit, etc.

Feldspaţii potasici se prezintă atît ca ortoză, cît şi ca microclin. În mod obişnuit sînt de aceeaşi mărime ca şi plagioclazii, avînd dimensiuni ce variază între 0,08—3 mm, uneori chiar şi 5 mm. În general sînt alotriomorfi sau cu conture lobate. În multe secţiuni se observă concreşteri între ortoză şi microclin, ortoza ocupînd în cazul acesta nucleul cristalului. În unele secţiuni s-au putut surprinde şi procesele de albitizare a feldspatului potasic, precum şi formarea de mirmekite. Sub formă de incluziuni, conţin aproape toate mineralele componente ale acestor granite.

Institutul Geologic al României

Feldspații plagioclazi au 11—26% An și prezintă structuri zonare uneori nete, alteori difuze. Cristalele lor în general sînt idiomorfe, se întîlnesc însă și destule cristale cu conture alotriomorfe. Destul de frecvent se întîlnesc și concreșteri mirmekitice. În general ele conțin incluziuni microlitice de clinozoizit tulburi, de sericit, cuarț, etc. În mod frecvent se observă o zonă centrală larg dezvoltată de aceste incluziuni și o zonă marginală subțire limpede și lipsită de aceste incluziuni. Zona aceasta marginală are aceeași birefringență și orientare optică, ca și zona centrală. Destul de des se întîlnesc aspecte de schachbrettalbit și concreșteri pertitice.

Biotitul se prezintă sub formă de lamele brun-roșcate, uneori cloritizate în parte. Adesea se întîlnesc concreșteri între lamelele de biotit cu cele de muscovit sau clorit. Ca incluziuni sporadice, conține apatit, zircon, rutil și ortit.

Muscovitul, mult subordonat biotitului, apare sub formă de lamele larg dezvoltate, în general însă flexurate, cu (—) 2 V = 35°.

Între mineralele accesorii și secundare, menționăm prezența zirconului, magnetitei, rutilului, ortitului, epidot-clinozoizitului cloritului, limonitului, calcitului și piritei.

În ce privește geneza acestor granitoide, ea a fost discutată în detaliu în lucrările apărute sau în curs de tipărire (1, 4, 11, 14, 15).

TECTONICA

Din punct de vedere tectonic, în regiunea cercetată se desprind în mare, patru unități bine individualizate: fundamentul cristalin al autohtonului, învelișul său, cristalinul pînzei getice și bazinul neogen al Petroșenilor.

Fundamentul cristalin al autohtonului este constituit din șisturi cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și ale seriei de Drăgșan. Seria de Lainici-Păiuș formează atît în partea de nord a munților Vulcan, cît și în partea de sud-est a munților Retezat, învelișul masivelor de roci granitoide. Șisturile cristaline ale acestei serii au direcția NE—SW cu înclinări ce variază între 60°—70° nord, la limita cu depozitele seriei de Tulișa și 35°—60° nord la limita lor cu șisturile cristaline ale seriei de Drăgșan. Acestea din urmă înclină de asemenea spre nord cu 23°—74°. La limita între șisturile cristaline ale seriei de Drăgșan și faciesul gnaisic al granitului de Șușița, pe lîngă faptul că această limită urmărește o ruptură de pantă, în unele locuri de 60—70 m, contactul este marcat de roci tectonizate din ambele formațiuni, ceea ce l-a determinat pe GH. MANOLESCU (4, 5) să traseze între ele o linie de dislocație, linie care se prelungește în partea vestică a regiunii noastre la contactul între seria de Drăgșan și cea de Lainici-Păiuș. O dislocație destul de puternică de direcție NE—SW se poate urmări și pe valea Jiului romînesc între șisturile cristaline ale seriei de

Institutul Geologic al României

Drăgşan şi calcarele tithon-neocomiene dintre Cîmpu Şelu şi Cîmpu Mielului, precum şi între depozitele seriei de Tulişa şi acelaşi complex ale seriei de Drăgşan, în partea de nord şi sud-vest a masivului Oslea. De asemenea trebuie să menţionăm şi contactul anormal între şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan şi cele ale seriei de Tulişa între Gura Băruşorului, vîrful Băii, Tulişa, dealul Sterminosul, Făgeţel, unde şisturile cristaline ale complexului clorito-sericitos încalecă peste depozitele seriei de Tulişa. Şi în primul caz şi al doilea, faliile sînt marcate şi prin puternice denivelări.

În ce priveşte depozitele metamorfozate ale seriei de Tulişa, acestea formează în zona muntelui Oslea o cută sinclinală, avînd în bază fie conglomeratele, fie calcarele, aşa cum se vede destul de bine atît în profilul de sub muntele Oslea, cît şi în cel între Cîmpu lui Neag şi Arcanu.

De altfel depozitele seriei de Tulişa prezintă o discordanţă netă faţă de fundamentul cristalin. Prin orizontul de bază conglomeratic, ele se aşază atît peste şisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuş, peste şisturile cristaline ale celor două complexe ale seriei de Drăgşan, cît şi peste masele de granitoide (aşa cum au fost exemplificate într-o lucrare mai recentă (13)). O altă discordanţă importantă în aceste depozite, trebuie să menţionăm pe cea din baza calcarelor. Calcarele se aşază de asemenea fie peste conglomerate sau arcozele din bază, fie direct peste şisturile cristaline ale fundamentului sau a maselor de granitoide. În afară de aceste discordanţe şi falii majore, trebuie să mai menţionăm şi unele falii de ordin secundar, cum este falia de direcţie aproximativă N—S de la Cioaca Negrului, care decroşează axul anticlinalului din Dealul Pribeagului înspre Culmea Prisloapelor cu aproximativ 1.500 m de pe Valea de Peşti, sau de pe Culmea Polomilor. De asemenea demn de semnalat sînt cîteva cute sinclinale cum este cuta care vine dinspre valea Pilugului, Dealul Ciocanelor Mari şi Valea Răstovianului.

Structura depozitelor sedimentare mesozoice, în aparenţă e simplă, însă în fond ea este destul de complicată. Complicaţiile se datoresc în cea mai mare parte faptului că unele din aceste depozite au fost desprinse de pe spinarea autohtonului şi antrenate odată cu mişcarea pînzei. Din cauza aceasta unele din ele apar actualmente înşirate sub forma unor lambouri de-a lungul liniei de şariaj. Astfel apar calcarele mesozoice atît de pe partea dreaptă, cît şi de pe cea stîngă a văii Jiului romînesc, începînd de la Piatra Scobită şi pînă în spre localitatea Vulcan.

În ceea ce priveşte cristalinul pînzei getice, acesta apare între Buta şi Lupeni îndeosebi pe partea dreaptă a văii Jiului romînesc, la început sub forma unor petece, apoi ca o fîşie îngustă de direcţie ENE—WSW. În acest sector, el suferă o serie de mici decroşări cum este aceea de pe Valea Negrului şi valea Pilugului. În dreptul Lupenilor, cristalinul getic trece şi pe partea stîngă a văii Jiului romînesc pe sub culmea Zănoaga, valea Crivadiei, ocupînd toată partea estică a munţilor Retezat între culmea Dealul Babii—Bănița—Petroşeni.

Institutul Geologic al României

O dislocaţie longitudinală destul de puternică am întîlnit-o în depozitele neogene ale bazinului Petroşenilor, la contactul fie cu fundamentul cristalin, fie cu depozitele mesozoice, fie chiar cu cristalinul pînzei getice, pe partea stîngă a văii Jiului, începînd de la valea Pilugului şi pînă înspre Culmea Scorușului.

15.XII.1962

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., Pavelescu L. Consideraţiuni asupra genezei rocelor granitoide din Autohtonul danubian al Carpaţilor Meridionali. *Congresul al V-lea Asoc. Carpato-Balcanice, Carpaţii meridionali.* Bucureşti 1961.
2. Ionescu-Bujor D. Granitul de Şuşiţa. Contribuţiuni la studiul petrografic şi geologic al Carpaţilor Meridionali.
3. Manolescu G. Das Alter der Schela-Formation. *Bull. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. Bucureşti 1932.
4. Manolescu G. Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII. Bucureşti 1937.
5. Manolescu G. Studiul geologic şi petrografic al regiunii Văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Secţ. St.* Seria III. T. XII Mem. 6. Bucureşti 1937.
6. Manolescu G. Observations géologiques dans le bassin supérieur des vallées de la Cerna et du Jiul Romînesc. *C.R. Inst. Géol. Roum.* T. XXIV, Bucureşti 1940.
7. Mrazec L., Duparc L. Sur un schiste à cloritoïde des Carpathes. *C.R. Acad.* Paris, 1893.
8. Mrazec L. Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales (versant roumain). *C.R. IX. Congr. Géol. Internat. de Vienne*, 1903. Wien 1904).
9. Murgoci G. Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales. *C.R. Acad.* Paris 1905.
10. Murgoci G. The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C.R. XI. Congr. Géol. Internat. 1910.* Stockholm, 1912.
11. Pavelescu L. Studiul geologic şi petrografic al regiunii centrale şi de sud-est a Munţilor Retezat. *An. Com. Geol.* Bucureşti 1953.
12. Pavelescu L. Geologia Carpaţilor Meridionali, *Anal. Rom. — Sov. Secţia St. Geol.* I—II. Bucureşti 1959.
13. Pavelescu L. Contribuţiuni la studiul fundamentului cristalin şi aria de răspîndire a diferitelor formaţiuni cristalofiliene din partea centrală şi estică a Autohtonului danubian. *Congresul al V-lea Asoc. Carpato-Balcanice.* Bucureşti 1961.
14. Pavelescu L., Pavelescu M. Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Tismana—Valea Bistriţa. *D.S. Comit. Geol.* Vol. XLVIII. Bucureşti 1964.
15. Pavelescu L., Pavelescu M. Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Cloşani—Muntele Oslea. *D.S. Comit. Geol.* Vol. XLVIII. Bucureşti 1964.

Institutul Geologic al României

16. Răileanu Gr., Năstăseanu S. Asupra formei de Arthrophycus alleganiensis în Carpaţii Meridionali. *Ses. de com. a Univ. din Bucureşti*, 1961.
17. Ştefănescu Gr. Raport asupra constituţiei geologice a Judeţelor: Gorj, Mehedinţi şi Dîmboviţa. *An. Bir. Geol. 1882—1883* Nr. 1 şi 2. Bucureşti.
18. Streckeisen A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI (1931). Bucureşti 1932.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В. ДЖИУЛУЙ РОМЫНЕСК МЕЖДУ ОСЛЯ И ПЕТРОШЕНИ

ЛАЗЭР ПАВЕЛЕСКУ, МАРИЯ ПАВЕЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Исследуемая область расположена в северной части Мунцилор Вулкан и в восточной части Мунцилор Ретезат.

В этой области с структуральной точки зрения были выделены следующие единицы: седиментационные отложения бассейна Петрошени; Гетский Покров; мезозойские офиолиты; отложения седиментационного покрова автохтона и кристаллический массив автохтона.

В седиментационных отложениях бассейна Петрошени, с фациальной и структуральной точек зрения, был выделен нижний горизонт сформированный из гравия, песчаников, глин и известняков; производительный горизонт составленный из песчаников, глин, мергелей, угольных сланцев и углей и верхний горизонт, представленный аллювио-дельтовыми отложениями. Нижний горизонт соответствует эоцену, производительный горизонт — олигоцену, а верхний горизонт — бурдигальскому ярусу.

Гетский Покров представлен бело-серыми титон-неокомовыми рифовыми известняками и сильно метаморфизованными и широко кристаллизированными сланцами, сопутствуемые многочисленными более или менее диафторезированными и катаклазированными сланцами. Среди выявленных сланцев преобладают биотитовые гнейсы и пропластки биотитовых гнейсов с гранатами, слюдяные сланцы с гранатами, биотитовые кварциты, амфиболитовые сланцы, амфиболиты и пегматиты. Кристаллические сланцы Гетского покрова, выходят на дневную поверхность под видом нескольких участков различных размеров вдоль В. Джиулуй Ромыneск по направлению к Лупени. С этого места и в особенности, начиная от В. Кривадией, занимают почти всю восточную часть Мунцилор Ретезатулуй.

Institutul Geologic al României

Офиолиты представлены различными типами серпентинитов и выходят на дневную поверхность под видом линз между мезозойскими седиментационными отложениями автохтона и кристаллического комплекса Гетского Покрова вдоль линии шариажа.

Отложения седиментационного покрова автохтона представлены отложениями мезозойского и палеозойского возраста. Отложения мезозойского возраста представлены с одной стороны титон-неокомскими известняками, распространяющихся под видом некоторых участков вдоль шарицяжной линии, а с другой стороны глинистыми песчаниками и кварцитовыми песчаниками, а также аркозовыми — лейасового возраста. Палеозойские метаморфизованные отложения Серии Тулиша занимают, начиная с массива Осля и почти до Лупени и Вулкани, весь северный склон Мунцилор Вулкани. Из Фэджэцел и по направлению к Дялул Бабий в Мунций Ретезатулуй, они занимают Вершину Тулиша, Дялул Стерминосу, Дялул Сек, Смида Маре и Смида Микэ, Коастеле Мунчелулуй и Кульмя Зэноага. Стратиграфическая последовательность в этих палеозойских метаморфизованных отложениях (северной области) снизу вверх следующая: конгломераты, микрокристаллические с пластинками известнякаи, чёрные аркозовые песчаники, сланцы и графитовые филлиты, хлорито-серицитовые сланцы, глинисто-серицитовые сланцы, глинисто-графитовые сланцы, песчаники, бело-серые аркозовые микроконгломераты с прослойками графитовых сланцев, циполиновые известняковые сланцы и серицито-кварцитовые песчаники. Иногда эти отложения начинаются непосредственно с конгломератов, другой раз — известняками, чёрными аркозовыми песчаниками или даже филлитами и графитовыми сланцами. Эти метаморфизованные отложения залегают трансгрессивно над кристаллическими сланцами Серии Драгшан, или непосредственно над гранитами. Общая характеристика этих отложений — динамический метаморфизм, которому были подвергнуты, метаморфизм, который вызвал не только выклинивания но и появления новых типичных минералов этого метаморфизмау и некоторой очень сжатой микроскладчатости. Элементы конгломератов, а также и остальных образований, сформировались как за счет кварцитов, иногда полевых шпатов, сланцев и хлорито-амфиболовых гнейсов, указанных двух кристаллических серий, а также и за счет гранитов. Отложения этих серий, не смотря на то что они распространены не особенно регулярно, конгломераты — там где выходят на дневную поверхность, залегают всегда над кристаллическим фундаментом и подстилают серым пластинчатым известнякам, а в том случае если отсутствуют конгломераты, известняки залегают непосредственно над этим кристаллическим фундаментом. Чёрные аркозы, глинисто-серицитовые сланцы, глинисто-графитовые

Institutul Geologic al României

сланцы или зелёные сланцы, занимают почти повсеместно тоже верхнее положение. Эта последовательность пластов представляет повсеместно те же стратиграфические соотношения, там где они вместе выходят на дневную поверхность. Во всех местах можно наблюдать следы значительных механических воздействий. Интенсивность метаморфизма этих отложений вариирует с одной стороны в корреляции с составом породы, подвергшейся метаморфизму, а с другой стороны, было выявлено что его интенсивность растёт с запада на восток. По аналогии с отложениями В. Идегулуй и Дренково, конгломераты, аркозы и кварциты отнесены девону, случайно даже — силуру, серые известняки — динантскому отделу, а весь комплекс заключённый между известняками и чёрными графитовыми филлитами — нижнему карбону.

Кристаллический массив автохтона представлен кристаллическими сланцами Серии Лайничь Пэюш, серии Драгшан и гранитоидными породами.

Породы Серии Лайничь-Пэйюш сформировались за счёт некоторых древних седиментационных отложений (докембрий). Из исследования парагенезисов, структур и текстур пород этой серии становится очень ясным то обстоятельство, что инициально эти кристаллические сланцы были метаморфизованы в условиях парагенетического равновесия пород высшей степени областного метаморфизма и только впоследствии благодаря метаморфизму вызванному гранитизирующими растворами и осевого поднятия всей зоны, породы приспособились к новым условиям устойчивости. Выходы на поверхность пород Серии Лайничь-Пэйюш наводят на мысль о наличии некоторых более или менее неравномерных прослоек пород более акрозного состава, более глинистого с конгломератовыми песчаными осаждениями. Из микроскопического исследования авторы делают вывод что корреляция между псаммитовым и хлорито-аркозовым типами имеет больший уклон к хлорито-аркозовому типу. Помимо этих гнейсовых и кварцито-полевошпатовых типов были выявлены очень часто мигматитовые породы сформировавшиеся после метасоматических процессов и в особенности — процесса гранитизации. Мигматитовые породы сформированные таким образом находятся в подчинённом положении, по отношению к широкому развитию, полевошпатовых порфиробластов, будучи расположены в определённых направлениях. Помимо этих типов мигматитов в границах Серии Лайничь-Пэйюш были выявлены очень часто типы мигматитовых пород, образовавшихся за счёт инъекций и диффузий сильно подвижных растворов, генерировавших различные типы аплитовых и пегматитовых жил.

Кристаллические сланцы Серии Дрэгшан, образовались из метаморфизма мергелистого, глинистого, песчанистого комплекса осадков с неко-

Institutul Geologic al României

торыми прослойками вулканических туфов, пересечённых целым рядом основных и ультрабазовых эруптивных тел.

Одновременно с метаморфизмом этих отложений были метаморфизованы и вулканогенные породы и таким образом генерировалась кристаллическая гетерогенная серия с многочисленными конвергенциями между породами происшедшими из метаморфизма эруптивных пород, а также и седиментационных. Сланцы хлорито-серицитового комплекса произошли из метаморфизма некоторых эпикластических отложений, смешанных в верхней части комплекса с пирокластическим материалом в условиях амфиболитового альбит-эпидота и только после ставления на место массивов гранитоидных пород, они приспособились к условиям фации зелёных сланцев. Кристаллические сланцы этой серии, с одной стороны, пересечены многочисленными жилами гранитоидных масс, а с другой стороны, они в большей или меньшей степени гранитизированы кислыми постмагматическими растворами, связанными с консолидацией этих массивов. По этой причине, между породами этой серии, были выявлены довольно часто различные мигматитовые типы, большинство которых являются межпластовыми. По внешнему совсем общему виду этих серий можно вывести заключение, по стратиграфическому положению этих двух комплексов, что кристаллические сланцы хлорито-серицитового комплекса — более новы и что они образовались в другой орогенической фазе нежели амфиболитовый комплекс. Кристаллические сланцы хлорито-серицитового комплекса образовались за счёт отложений происшедших из подводных извержений и из эпикластических отложений трансгрессивно залегающих над более древним кристаллическим фундаментом (Амфиболитовый комплекс и Серия Лайничь-Пэйюш). Хлорито-серицитовый комплекс начинается у основания конгломератов, в состав которых входят элементы кристаллических сланцев, в особенности из комплекса амфиболитов и значительно меньше — из Серии Лайничь-Пэйюш. Во всяком случае оба комплекса сформировались прежде ставления на место гранитоидных масс, так как последние пересекают и метаморфизируют при контакте сланцы как Серии Дрэгшан, так и Серии Лайничь—Пэйюш.

Что же касается гранитоидных пород, то с одной стороны были выделены типы пород с кажущейся массивной текстурой и типы с гнейсовой текстурой. Гранитоидные породы с кажущейся массивной текстурой являются, в общем, плагиоклазовыми гранодиоритами с биотитом. Они представляют гипидиоморфную структуру и мелкозернистую грануляцию до фанеритовой. Плагиоклаз в этих породах — это олигоклаз-андезин с 28—34% An. Иногда, между породами с массивными текстурами были выявлены и некоторые типы, представляющие очевидные феномены

Institutul Geologic al României

выклинивания и милонитизации составляющих. Были выявлены также породы с пегматоидным, микропегматитовым или порфироидальным видами. Породы с гнейсовой текстурой, в общем — зернисты. Сланцевый вид становится очевидным, с одной стороны через кристаллизацию пород под влиянием стресс-а, а с другой стороны, благодаря последующим динамическим воздействиям, вызвавших катаклазы, сплющивания и выклинивания.

В общем тела гранитоидных пород вызвали в покрове кристаллических комплексов интенсивные феномены полевошпатизации и гранитизации.

С тектонической точки зрения, в исследованной области выделены в широком масштабе, четыре хорошо индивидуализированных единицы: кристаллический фундамент Автохтона, его покров, Кристаллический Комплекс Гетского Покрова и неогеновый бассейн Петрошени.

Кристаллический фундамент Автохтона составлен из кристаллических сланцев Серии Лайничь—Пэйюш и Серии Дрэгшан. Серия Лайничь-Пэйюш составляет как в северной части Мунций Вулкан, так и в юго-восточной части Мунцилор Ретезат, покров массива гранитоидных пород. Она имеет СВ—ЮЗ направление с уклоном вариирующим между 60—70° — север, на границе с Серией Тулиша и 35—60° — север, на своей границе с кристаллическими сланцами Серии Драгшан. Последняя также имеет уклон к северу на 23—74°. На границе между кристаллическими сланцами Серии Драгшан и гнейсовой фации гранита Шушица, помимо того обстоятельства что эта граница прослеживает разлом склона, местами в 60-70 м, контакт — маркирован тектонизированными породами обеих формаций, послужило основой для Г. Манолеску (4, 5) провести между ними линию сдвига, линию удлиняющуюся в западной части нашей области при контакте между Сериями Дрэгшан и Лайничь—Пэйюш. Другой довольно значительный сдвиг с направлением СВ-ЮЗ может быть прослежён и в Валя Джиулуй Ромынеск между кристаллическими сланцами Серии Дрэгшан и титон-неокомскими известняками между Кымпушел и Кымпул Миелулуй, а также и между отложениями Серии Тулиша и тем же комплексом Серии Дрэгшан, в северной и юго-западной частях массива Осля. Необходимо также упомянуть что анормальный контакт между кристаллическими сланцами Серии Дрэгшан и сланцами Серии Тулиша между Гура Бэрушорулуй, Врф. Бэий, Тулиша, Дялул Стерминосул, Фэджецел, кристаллические сланцы хлорито-серицитового комплекса надвинуты над отложениями Серией Тулиша.

В первом и во втором случаях сбросы маркированы и значительными денивеляциями.

Institutul Geologic al României

Что же касается метаморфизированных отложений Серии Тулиша, то они образуют в зоне Мунтелуй Осля синклинальную складку, наклонённую к югу, имея у основания или конгломераты или известняки, как это довольно хорошо видно как из профиля под Мунтеле Осля, так и в разрезе между Кымпул луй Няг и Аркану.

В заключении авторы делают вывод что отложения Серии Тулиша представляют явное несогласие по отношению к кристаллическому фундаменту. Своим основным конгломератовым горизонтом они залегают как над кристаллическими сланцами Серии Лайничь—Пэйюш, над кристаллическими сланцами указанных двух комплексов Серии Дрэгшан, так и над гранитоидными массами (так, как они были приведены в примерах в другой очередной работе) (13). Другое значительное несогласие в этих отложениях было установлено в основании известняков. Известняки залегают также или над конгломератами или аркозами основания или непосредственно над кристаллическими сланцами фундамента или гранитоидных масс. Помимо этих несогласий и больших сбросов необходимо упомянуть и наличие некоторых сбросов второстепенного порядка, каким является сброс с приблизительным направлением С-Ю от Чиока Негрулуй, перемещающей антиклинальную ось Дялул Прибягулуй к Кулмя Прислоапелор примерно на 1500 м В. де Пешти, или с Кулмя Поломилор. Заслуживают также внимания несколько синклинальных складок, в том числе — складка приходящая с В. Пилугулуй, Дялул Чиоканелор Мари, Валя Рыстовиянулуй.

Структура мезозойских седиментационных отложений, по-видимому — проста, но по существу она довольно сложна. Осложнения, в большей своей части, объясняются тем обстоятельством, что некоторые из этих отложений были оторваны со спины автохтона и были увлечены одновременно с передвижением покрова. По этой причине некоторые из них выходят, в настоящее время на дневную поверхность, под видом чередующихся участков вдоль линии шарияжа. Таким образом были выявлены мезозойские известняки как по правой, так и по левой сторонам Вэий Джиулуй Ромын, начиная с Пятра Скобитэ и до местности (по направлению — к) Вулкан.

Что же касается Кристаллического комплекса Гетского Покрова, то последний выходит на дневную поверхность между Бута и Лупени, в особенности по правую сторону Вэий Джиулуй Ромыneск, в начале, под видом некоторых участков, а затем под видом широкой полосы по направлению ВСВ—ЗЮЗ.

В этом секторе он подвергается целому ряду малых разрывных нарушений, в том числе — Валя Негрулуй и Валя Пилугулуй. На уровне Лупени Гетский Кристаллический Комплекс переходит по левую сторону Вэий

Institutul Geologic al României

Джиулуй Ромыneск, под Кулмя Зэноага, Валя Кривадией, занимая всю восточную часть Мунцилор Ретезат между Кулмя Дялул Бабий-Бэница-Петрошени.

Авторы выявили в неогеновых отложениях бассейна Петрошени довольно сильное продольное нарушение, при контакте с кристаллическим фундаментом или с мезозойскими отложениями или даже с Кристаллическим Комплексом Гетского Покрова, по левой стороне Вэий Джиулуй, начиная с Валя Пилугулуй и до (по направлению к) Кулмя Скорушулуй.

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DE VALEA JIUL ROMÎNESC ENTRE OSLEA ET PETROȘENI

PAR

LAZĂR PAVELESCU, MARIA PAVELESCU

(Résumé)

La région étudiée comprend la partie N des monts Vulcan et la partie E des monts Retezat. Du point de vue structural, on a séparé plusieurs unités, notamment: les dépôts sédimentaires du bassin de Petroșeni; la nappe gétique; les ophiolites mésozoïques; les dépôts de la couverture sédimentaire de l'Autochtone et le Cristallin de l'Autochtone.

Dans le bassin de Petroșeni suivant la structure et le faciès des dépôts sédimentaires on a identifié un horizon inférieur formé de graviers, grès, argiles et calcaires, un horizon productif constitué par des grès, des argiles, des marnes et des schistes charbonneux et des charbons et un horizon supérieur représenté par des dépôts alluvio-deltaïques. L'horizon inférieur correspond à l'Éocène, l'horizon productif à l'Oligocène et celui supérieur au Burdigalien.

La nappe gétique est représentée par des calcaires récifaux blanc-gris, tithoniques-néocomiens et des schistes intensément métamorphisés et largement cristallisés, accompagnés de nombreux schistes plus ou moins diaphtorisés et cataclasés. Parmi les schistes rencontrés prédominent les gneiss biotitiques et les intercalations de gneiss biotitiques à grenats, des micaschistes à grenats, des quartzites biotitiques, des schistes amphiboliques, des amphibolites et des pegmatites. Les schistes cristallins de la nappe gétique apparaissent sous la forme de plusieurs lambeaux — de dimensions variables — le long de Valea Jiul Romînesc jusqu'à la localité Lupeni.

Institutul Geologic al României

En continuation et surtout à partir de Valea Crivadiei ils occupent toute la partie E des monts Retezat.

Les ophiolites sont représentées par divers types de serpentinites et apparaissent sous forme de lentilles entre les dépôts sédimentaires mésozoïques de l'Autochtone et le Cristallin de la nappe gétique, le long de la ligne de charriage.

Les dépôts de la couverture sédimentaire de l'Autochtone sont représentés par des dépôts mésozoïques et paléozoïques. Les dépôts mésozoïques comprennent des calcaires tithoniques-néocomiens qui longent, sous forme de lambeaux, la ligne de charriage ainsi que les grès argileux et les grés quartzeux, arkosiens d'âge liasique. Les dépôts paléozoïques métamorphisés de la Série de Tulişa occupent le versant septentrional des monts Vulcan depuis le massif Oslea jusque vers Lupeni et Vulcan. De Făgeţel et jusqu'à Dealul Babii—dans les monts Retezat—ils occupent Culmea Tulişa, Dealul Sterminosu, Dealul Sec, Smida Mare et Smida Mică, les pentes de Muncelul et Culmea Zănoaga. Dans ces dépôts paléozoïques métamorphisés (région septentrionale) la succession stratigraphique de bas en haut est la suivante: conglomérats, calcaires microcristallins en plaquettes, grès arkosiens noirs, schistes et phyllites graphiteuses, schistes argileux graphitiques, grès, microconglomérats arkosiens blanc-gris à intercalations de schistes graphiteux, schistes calcaires du type « cipolins » et grès quartzitiques sériciteux. Parfois, ces dépôts commencent directement par des conglomérats et autre fois ils débutent par des calcaires, des grès arkosiens noirs ou même par des phyllites et des schistes graphiteux. Ces dépôts métamorphisés reposent en transgression soit sur les schistes cristallins de la Série de Drăgşan, soit directement sur les granites. Une caractéristique générale de ces dépôts est le dynamométamorphisme subi par ces derniers et qui a donné lieu non seulement à des laminages mais aussi à certains minéraux typiques, ainsi qu'à des plissotements très serrés. Les éléments des conglomérats et du reste des formations se sont formés aux dépens autant des quartzites (parfois feldspathiques), des schistes et des gneiss chlorito-amphiboliques des deux séries cristallines, que des granites. Dans les dépôts de cette série quoique distribués d'une manière irrégulière, les conglomérats — lorsqu'ils apparaissent — reposent toujours sur le soubassement cristallin et supportent les calcaires cristallins en plaquettes; lorsque les conglomérats sont absents, les calcaires surmontent directement le soubassement cristallin. Les arkoses, les schistes argilo-sériciteux, les schistes argilo-graphiteux ou les schistes verts occupent, partout, la même position supérieure. Toujours, lorsqu'elles apparaissent ensemble, les couches accusent les mêmes rapports stratigraphiques. On y observe également les traces d'une intense action mécanique. L'intensité du métamorphisme de ces dépôts varie en rapport avec la composition de la roche soumise au métamorphisme; et en même temps elle augmente de l'Ouest vers l'Est. Par analogie avec les dépôts de Valea Idegului et de Valea Drencova, les conglomérats, les arkoses et les quartzites ont été attribués au Dévonien, éventuellement

Institutul Geologic al României

au Silurien, les calcaires gris au Dinantien et l'ensemble du complexe compris entre les calcaires et les phyllites noirs graphiteuses a été attribué au Carbonifère inférieur.

Le Cristallin de l'Autochtone est représenté par les schistes cristallins de la Série de Lainici-Păiuş, de la Série de Drăgşan et par les roches granitoïdes.

Les roches de la Série de Lainici-Păiuş sont formées aux dépens des dépôts sédimentaires anciens. L'étude des paragénèses, des structures et des textures des roches de cette série montre distinctement qu'au début ces schistes cristallins ont été métamorphisés dans les conditions de l'équilibre paragénétique des roches à degré élevé de métamorphisme régional et ce n'est qu'ultérieurement — par suite du métamorphisme provoqué par les solutions granitisantes et l'élévation axiale de la zone — que les roches se sont adaptées aux nouvelles conditions de stabilité. Le mode d'apparition des roches de la Série Lainici-Păiuş suggère l'image de plusieurs intercalations plus ou moins irrégulières de roches arkosiennes, plus argileuses, à sédiments sableux conglomératiques. Suivant les études microscopiques on voit que le rapport entre le type psammitique et celui chloritique-arkosien, penche plutôt vers le type chloritique-arkosien. À part ces types de gneiss et de quartzites feldspathiques, dans la Série de Lainici-Păiuş on rencontre assez fréquemment des roches migmatiques, formées par suite des processus métasomatiques et surtout du processus de granitisation. Ces roches migmatiques sont caractérisées par le large développement des porphyroblastes feldspathiques et leur emplacement le long de certaines directions. Outre ces types de migmatites, dans cette série on rencontre assez fréquemment des roches migmatiques formées aux dépens de maintes injections et diffusions des solutions très mobiles qui ont donné lieu à différents types de filons aplitiques et pegmatitiques.

Les schistes cristallins de la Série de Drăgşan ont résulté du métamorphisme d'un complexe de sédiments marneux, argileux, gréseux à intercalations de tufs volcaniques, traversés par une série de corps éruptifs basiques et ultrabasiques. En même temps que le métamorphisme de ces dépôts ont été métamorphisées également les roches volcanogènes, donnant lieu à une série cristalline hétérogène avec de nombreuses convergences entre les roches provenues du métamorphisme des roches éruptives et sédimentaires. Les schistes du complexe chlorito-sériciteux ont résulté du métamorphisme des dépôts épiclastiques mélangés — vers la partie supérieure du complexe — à un matériel pyroclastique en faciès albite-épidote-amphibolitique et ce n'est qu'après la mise en place des massifs de roches granitoïdes qu'ils se sont adaptés aux conditions du faciès des schistes verts. Les schistes cristallins de cette série sont d'une part traversés par de nombreux filons de granitoïdes et d'autre part, ils sont plus ou moins granitisés par les solutions acides post-magmatiques liées à la consolidation de ces massifs. C'est pourquoi, parmi les roches de cette série on rencontre assez fréquemment divers types de migmatites, dont la

Institutul Geologic al României

plupart sont interstratifiées. Suivant la position stratigraphique de ces deux complexes, on peut tirer la conclusion générale que les schistes cristallins du complexe chlorito-sériciteux sont plus récents et se sont formés pendant une autre phase orogénique que ceux du complexe amphibolitique. Les schistes cristallins du complexe chlorito-sériciteux ont résulté aux dépens des dépôts provenus d'éruptions sous-marines et des dépôts épiclastiques qui reposent transgressivement sur le soubassement cristallin plus ancien (complexe amphibolitique et Série Lainici-Păiuş). Le complexe chlorito-sériciteux commence en base par des conglomérats renfermant des éléments de schistes cristallins surtout du complexe des amphibolites et moins de la série de Lainici-Păiuş. Il est certain que les deux complexes se sont formés avant la mise en place des masses de granitoïdes, vu que ces derniers traversent et métamorphisent au contact les schistes autant de la Série de Drăgşan que ceux de la Série de Lainici-Păiuş.

En ce qui concerne les roches granitoïdes, on a séparé des types de roches à texture apparemment massive et des types à texture gneissique. Les roches granitoïdes à texture apparemment massive sont, en général, des granodiorites plagioclasiques à biotite. Elles accusent une structure hypidiomorphe et une granulation menue jusqu'à phanéritique. Le plagioclase de ces roches est un oligoclase-andésine à 28—34% An. Parfois, parmi les roches à textures massives on rencontre également des types qui présentent des phénomènes de laminage et de mylonitisation des constituants. On rencontre aussi des roches d'aspect pegmatoïde, micropegmatitique ou porphyroïdal. Les roches à texture gneissique sont en général grenues. L'aspect schisteux est mis en évidence, par la recristallisation des roches sous l'influence du stress ainsi que par diverses actions dynamiques ultérieures qui ont provoqué des cataclases, des resserrements et des laminages.

En général, les corps de roches granitoïdes ont provoqué — dans la couverture de schistes cristallins — d'intenses phénomènes de feldspathisation et de granitisation.

Du point de vue tectonique, dans la région étudiée on a séparé quatre unités distinctes: le soubassement cristallin de l'Autochtone, sa couverture, le Cristallin de la nappe gétique et le bassin néogène de Petroşeni.

Le soubassement cristallin de l'Autochtone est constitué par les schistes cristallins de la Série de Lainici-Păiuş et de la Série de Drăgşan. La Série de Lainici-Păiuş constitue autant dans les monts Vulcan du N que dans les monts Retezat de SE, la couverture des massifs de roches granitoïdes. Elle a une direction NE—SW à pendages 60°-70° N à la limite avec les dépôts de la Série de Tulişa et 35°-60° N à la limite avec les schistes cristallins de la Série de Drăgşan. Ces derniers ont également un pendage N de 23°-74°. À la limite entre les schistes cristallins de la Série de Drăgşan et le faciès gneissique du granite de Suşiţa, — à part le fait que cette limite suit une rupture de pente, par endroit de 60-70 m — le contact est marqué par des roches tectonisées provenant des deux formations, ce qui a

Institutul Geologic al României

déterminé GH. MANCLESCU (4, 5) à tracer entre ces dernières une ligne de dislocation, qui continue dans l'ouest de la région, au contact entre la Série de Drăgșan et celle de Lainici-Păiuș. Une dislocation assez puissante, dirigée NE—SW peut être poursuivie dans Valea Jiul Romînesc entre les schistes cristallins de la Série de Drăgșan et les calcaires tithoniques-néocomiens entre Cîmpușel et Cîmpul Mielului, ainsi qu'entre les dépôts de la Série de Tulișa et le même complexe de la Série de Drăgșan, dans le N et le SW du massif Oslea. Mentionnons, également, le contact anormal entre les schistes cristallins de la série de Drăgșan et ceux de la Série de Tulișa, entre Gura Bărușorului, Vîrful Băii, Tulișa, Dealul Sterminosul, Făgețel, où les schistes cristallins du complexe chlorito-sériciteux chevauchent les dépôts de la Série de Tulișa.

Dans les deux cas, les failles sont marquées également par des différences de niveaux très prononcées.

En ce qui concerne les dépôts métamorphisés de la Série de Tulișa, ils constituent dans la zone du massif Oslea un pli synclinal incliné vers le Sud, ayant à la base soit des conglomérats soit des calcaires, bien observables autant dans le profil d'au-dessous du massif Oslea que dans celui d'entre Cîmpul lui Neag et Arcanu.

D'ailleurs, les dépôts de la série de Tulișa présentent une discordance nette par rapport au soubassement cristallin. Par l'horizon de base conglomératique, ils reposent autant sur les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș et sur les schistes cristallins des deux complexes de la série de Drăgșan, que sur les masses de granitoïdes (fait déjà exposé dans un travail plus récent (13)). Une autre discordance signifiante dans ces dépôts est celle identifiée à la base des calcaires. Ces derniers reposent également soit sur les conglomérats ou les arkoses de la base, soit directement sur les schistes cristallins du soubassement ou des masses granitoïdes. À part ces discordances et failles majeures, il faut mentionner aussi certaines failles secondaires, telles que: la faille dirigée N—E de Cioaca Negrului qui produit le décrochement de l'axe de l'anticlinal de Dealul Pribeagului vers Culmea Prisloapelor avec environ 1.500 m E de Valea de Pești ou Culmea Polomilor. N'oublions pas les plis synclinaux tels que le pli venant de Valea Pilugului, Dealul Ciocanelor Mari, Valea Răstovianului.

La structure des dépôts sédimentaires mésozoïques, apparemment simple, est en réalité suffisamment compliquée. Les complications sont dues essentiellement au fait que certains de ces dépôts ont été détachés de la combe de l'Autochtone et entraînés dans le mouvement de la nappe. C'est pourquoi, il y en a qui — à l'heure actuelle — sous forme de lambeaux longent la ligne de charriage. Il résulte que les calcaires mésozoïques apparaissent autant aur la rive droite que sur la rive gauche de Jiul Romînesc, depuis Piatra Scobită jusqu'à la localité Vulcan.

Institutul Geologic al României

Quant au Cristallin de la nappe gétique, il apparaît entre Buta et Lupeni, particulièrement sur la rive droite de Valea Jiul Romînesc, au début sous forme de lambeaux, ensuite comme une bande étroite, orientée ENE—WSW. Dans ce secteur, il subit une série de petits décrochements, tels celui de Valea Negrului et Valea Pilugului. Sur la direction de Lupeni, le Cristallin gétique passe aussi sur la rive gauche de Valea Jiul Romînesc, au pied de Culmea Zănoaga, Valea Crivadiei, occupant l'ensemble de la partie E des monts Retezat, entre Dealul Babii-Băniţa-Petroşeni.

Une dislocation longitudinale assez prononcée existe entre les dépôts néogènes du bassin de Petroşeni, au contact soit avec le soubassement cristallin, soit avec les dépôts mésozoïques, voire même avec le Cristallin de la nappe gétique sur la rive gauche de Valea Jiului, à partir de Valea Pilugului jusqu'à Culmea Scorușului.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRUCTURII GEOLOGICE A MUNȚILOR GURGHIU

DE

DAN RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ, MARGARETA PELTZ

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere 88
Aspecte orografice și hidrografice 91
Rocile metamorfice și sedimentare 94
Rocile metamorfice 94
Rocile sedimentare neogene 94
Depuneri calcaroase postvulcanice 95
Depozitele cuaternare 96
Rocile eruptive 97
Descrierea rocilor 97
Complexul vulcanogen-sedimentar 97
Piroclastitele inferioare 102
Piroclastitele intermediare 102
Piroclastitele superioare 102
Andezitul bazaltoid subcrustal 102
Andezitele cu hornblendă brună 103
Andezitele cu hornblendă verde 104
Andezitele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni 106
Andezitele cu hipersten și augit 107
Andezitele bazaltoide cu piroxeni și olivină 108
Transformările secundare ale rocilor 109
Distribuția rocilor 110
Complexul vulcanogen-sedimentar 110
Piroclastitele inferioare 111
Piroclastitele intermediare 111
Piroclastitele superioare 112

Institutul Geologic al României

Andezitul bazaltoid subcrustal 112
Andezitele cu hornblendă brună 112
Andezitele cu hornblendă verde 112
Andezitele cu hornblendă verde rezorbită şi piroxeni 113
Andezitele cu hipersten şi augit 113
Andezitele bazaltoide cu piroxeni şi olivină 113
Caracterele chimice generale ale rocilor vulcanice 113
Structura geologică 119
Unitatea structurală inferioară 119
Unitatea structurală intermediară 121
Unitatea structurală superioară 122
Tectonica 127
Istoria desfăşurării vulcanismului neogen în munţii Gurghiu 130
Vîrsta activităţii vulcanice 130
Desfăşurarea proceselor vulcanice 132
Bibliografie 133

INTRODUCERE

Cele mai importante resurse miniere ale ţării noastre sînt legate de rocile vulcanice de vîrstă neogenă. Numai în două din cele trei mari regiuni acoperite de astfel de roci sînt cunoscute însă zăcăminte, cea de-a treia, lanţul vulcanic Călimani—Gurghiu—Harghita, reprezentînd încă de multă vreme un mare semn de întrebare din acest punct de vedere. În ultimii ani au fost depuse multe eforturi în vederea clarificării posibilităţilor miniere pe care le prezintă această regiune. Lucrările executate de noi în munţii Gurghiu se încadrează în această activitate; ele au avut ca scop descifrarea structurii geologice de detaliu a acestora, prim element necesar în aprecierea posibilităţilor existenţei mineralizaţiilor hidrotermale. Cercetările s-au desfăşurat între anii 1956—1961; cartările au fost executate pe hărţi la scara 1: 25.000. Ideile noastre asupra diferitelor probleme pe care le ridică geologia acestei regiuni au evoluat şi s-au conturat în detaliile lor în tot acest timp, fără să se producă însă vreo schimbare esenţială faţă de schemele prezentate în primele note publicate asupra regiunii. Dimpotrivă, ipotezele de lucru s-au confirmat în cea mai mare parte prin noul material de observaţie care intervenea şi au condus, în ultimă analiză, la concepţia pe care o prezentăm în această lucrare. La confirmarea ipotezelor au contribuit, într-o oarecare măsură, şi unele lucrări de geofizică executate aici.

Problemele de ordin geologic pe care le ridică munţii Gurghiu, ca şi munţii Călimani şi munţii Hărghita de altfel, sînt numeroase şi complexe; nu este însă

Institutul Geologic al României

în intenția noastră să le abordăm pe toate în această lucrare. În momentul de față nu vrem decît să stabilim o primă treaptă pe drumul cunoașterii geologice a acestei regiuni, prin prezentarea unei hărți geologice unitare și discutarea structurii geologice.

Cercetări geologice anterioare.. În cadrul activității desfășurate în vederea cunoașterii alcătuirii geologice a munților Gurghiu se pot separa două perioade deosebite nu numai cronologic ci și prin modul de abordare a problemelor și natura rezultatelor obținute. În secolul trecut și în primele decade ale secolului al XX-lea lucrările publicate au caracter cu totul general; ele cuprind informații de ansamblu asupra întregului masiv sau chiar asupra întregului lanț Călimani—Gurghiu—Hărghita. Îndeosebi aspectele reliefului au atras atenția cercetătorilor, care au recunoscut aici vechi aparate vulcanice. Din punct de vedere petrografic, cunoașterea acestei regiuni s-a limitat fie, de asemeni, la elemente cu totul generale, fie la simple descrieri fiziografice de roci a căror dezvoltare în spațiu și al căror rol în structura geologică nu fuseseră urmărite. De această natură sînt lucrările lui Fr. v. Hauer și G. Stache (9), Fr. Herbich (10), Fr. v. Richthofen (19), etc. În această perioadă, A. Rádvany, I. Szádeczky și I. Bányai prezintă informații ceva mai ample.

În cadrul unui studiu geografic, A. Rádvany (13) expune în 1909 o schiță a alcătuirii petrografice a părții de S a munților Gurghiu, separînd andezite cu augit, andezite cu amfiboli și conglomerate andezitice. Examinînd cîteva din problemele de ansamblu în legătură cu întregul lanț vulcanic, I. Szádeczky (22) prezintă și informații asupra munților Gurghiu în ceea ce privește fundamentul regiunii și caracterele petrografice și chimice ale andezitelor bazaltoide. Însfîrșit, I. Bányai (3) furnizează în 1930—1931 cîteva date asupra relațiilor dintre depozitele sedimentare ale bazinului Transilvaniei și produsele vulcanice din partea de S a munților Gurghiu; el arată că aglomeratele andezitice sînt mai noi decît ponțianul (Bányai se referă la rocile complexului vulcanogen-sedimentar și deci afirmația lui se extinde asupra tuturor rocilor vulcanice din regiune).

În 1936 M. Savul și Th. Kräutner descriu andezitele bazaltoide de la Toplița și Sărmaș (20).

Cu cercetările executate de Șt. Ghika-Budești în 1939 [1]) începe cea de a doua perioadă a cunoașterii geologice a munților Gurghiu. Examinînd principalele aparate vulcanice de aici, el recunoaște prezența piroclastitelor pînă la partea superioară a acestora și, deci, caracterul lor stratovulcanic. În interiorul aparatelor, pe care le consideră caldere, Șt. Ghika-Budești identifică puncte de emisiune a lavelor; bazîndu-se pe faptul că relieful actual reprezintă părțile cele mai înalte ale supra-

[1]) Șt. Ghika Budești: Prospecțiuni geologice asupra regiunii Ciumani—Șumulău—Tătarca. Arh. Com. Geol. 1939.

Institutul Geologic al României

structurilor vulcanice, el consideră că mineralizările nu pot avea importanță la acest nivel, fiind, foarte probabil, rezultatul unei circulații descendente.

Z. TÖRÖK și-a început activitatea în munții Călimani și Gurghiu imediat după perioada primului război mondial și a continuat-o, în diverse aspecte, pînă foarte recent. Lui i se datoresc atît cercetări pe suprafețe restrînse cît și lucrări cu caracter de generalizare [1]) (23—26). După 1950, I. TREIBER și A. GÖTZ cercetează numeroase porțiuni din munții Gurghiu; lucrările lor sînt în parte publicate (4—7, 28, 29) și în parte în manuscris în Arhivele Comitetului Geologic. Ca și Z. TÖRÖK, ei au încercat să demonstreze că înaintea începerii activității vulcanice, în aceste regiuni s-au produs importante intruziuni; aceste mase de roci ar fi fost străbătute apoi de magmele în ascensiune și ar fi constituit fundamentul pe care s-au ridicat suprastructurile vulcanice. Principalul element de observație care îi conduce la această interpretare a fost găsirea unor roci holocristaline în zonele centrale ale aparatelor vulcanice. În diverse alte ocazii (14,16, 17) noi am demonstrat că asemenea roci localizate în foste cratere nu pot reprezenta fundamentul regiunii; ele nu pot fi mai vechi decît suprastructura vulcanică ci numai contemporane sau mai noi. Existența rocilor holocristaline nu conduce în mod necesar la acceptarea existenței unui « fundament subvulcanic preefuziv » [2]).

În anul 1957 I. GRIGORE a publicat rezultatele cercetărilor sale mai vechi în munții Gurghiu (8). El descrie aparatele vulcanice din partea sudică și estică a regiunii, separînd « cicluri » și « faze » eruptive. În reprezentarea cartografică el dă o foarte mare extindere rocilor piroclastice.

În cadrul Comitetului Geologic și a departamentelor de specialitate din Ministere, au fost executate, în ultimii ani, numeroase cercetări în această zonă și în cele imediat învecinate; rezultatele lor se găsesc în lucrări manuscrise. Trebuie reținute, în primul rînd, informațiile asupra relațiilor dintre rocile sedimentare și cele vulcanice; toți autorii sînt de acord a le considera pe acestea din urmă de vîrstă pliocen-superioară [3]).

[1]) Z. TÖRÖK a discutat, tangențial, probleme privind munții Gurghiu și în alte lucrări în afara celor citate în bibliografie.

[2]) După cum se constată din articolul « Contribuții la studiul petrografic al rocilor eruptive din Munții Gurghiului de nord » apărut în timpul tipăririi lucrării de față în Studii și cercetări de geologie, 7, 1, 1962, I. TREIBER a renunțat în ultima vreme la ideile sale inițiale asupra « fundamentului subvulcanic preefuziv ». Faptul că nu prezintă o argumentație proprie în legătură cu această schimbare de opinii, ne face să credem că el a acceptat punctul de vedere exprimat în lucrările noastre citate mai sus.

[3]) I. BUCUR și K. MÜNTZ: Cercetări geologice în regiunea Reghin-Sovata. Arh. Min. Ind. Petr Ch. 1957.

M. DUMITRIU și colab.: Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de K în Bazinul Transilvaniei . . . Arh. Com. Geol. 1960.

Institutul Geologic al României

În vecinătatea zonelor interioare ale principalelor aparate vulcanice au fost executate prospecțiuni geofizice și geochimice. Măsurătorile gravimetrice și magnetometrice [1]) au confirmat în bună măsură rezultatele noastre privind structura geologică. Prospecțiunile geochimice [2]) au conturat unele anomalii ale conținutului de elemente metalice în sol în zone cu evidente transformări datorită circulației de soluții.

Din cele expuse se poate constata că în momentul începerii cercetărilor noastre în munții Gurghiu, stadiul cunoașterii lor geologice era următorul. Principalele aparate vulcanice fuseseră deja recunoscute pe criterii morfologice; structura lor geologică nu era însă cunoscută și pentru desemnarea lor s-a utilizat atît termenul « calderă » cît și « crater ». Exista o singură hartă geologică tipărită (exceptînd, bineînțeles, hărțile 1: 1.500.000 și 1: 500.000 ale Comitetului Geologic), aceea datorită lui I. GRIGORE, în care elementele erau însă complet schematizate; existau hărți manuscrise pentru cîteva porțiuni mici dar separațiile pe care le conțineau ele se reduceau, în cele mai multe cazuri, la numai două sau trei elemente: formațiunea subvulcanică, curgeri de lave, piroclastite. Lucrările lui I. TREIBER și A. GÖTZ reușiseră să separe și să descrie, într-o oarecare măsură, principalele elemente petrografice din regiune, dar aceste rezultate se referau numai la unele zone de redusă întindere. În încercări de sinteză asupra întregului lanț Călimani — Gurghiu — Hărghita, Z. TÖRÖK expusese — în ideea « fundamentului subvulcanic preefuziv » — modul în care înțelege alcătuirea geologică a acestor regiuni.

ASPECTE OROGRAFICE ȘI HIDROGRAFICE

Aspectele morfologice ale munților Gurghiu, sînt deosebit de sugestive pentru structura lor geologică; din acest punct de vedere, regiunea constituie, cel puțin pentru țara noastră, o situație cu totul specială, comparabilă numai cu puține altele. Aspectele morfologice au fost sezisate și interpretate încă de multă vreme, în aceasta constînd, un timp, informațiile asupra structurii geologice a regiunii.

Relieful actual al munților Gurghiu, se datorește, în primul rînd, structurii lor geologice; numai în măsură mult mai redusă eroziunea a contribuit la modelarea

[1]) M. SUCEAVĂ: Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice din regiunea Miercurea Ciuc—Voșlobeni. Arh. Com. Geol. 1958.

V. STEFLEA și L. ȘTEFLEA: Raport asupra măsurătorilor magnetice Δ_z executate în regiunea munților Gurghiu de Sud. Arh. Com. Geol. 1956.

ALEX ȘTEFĂNCIUC: Raport asupra măsurătorilor magnetice Δ_z executate în căldările vulcanice Șoimuș (= Șumuleu) — Ciumani din munții Gurghiu. Arh. Com. Geol. 1957.

[2]) O. BURACU: Raport asupra prospecțiunilor geochimice din munții Gurghiu de nord, sectorul Jirca. Arh. Com. Geol. 1959.

C. TOMESCU: Raport asupra prospecțiunilor geochimice din regiunea Gurghiu, sectorul Fîncel. Arh. Com. Geol. 1956.

Institutul Geologic al României

acestora. Desfășurarea activității vulcanice pînă în momente foarte recente reprezintă principala explicație a bunei conservări a formelor morfologice. În relieful, ca și în alcătuirea geologică a munților Gurghiu, se pot deosebi mai multe etaje (fig. 5). Etajul superior al munților Gurghiu este constituit din cîteva mari aparate vulcanice de tip central, cărora li se adaugă și unele elemente structurale de importanță minoră. Aparatele sînt destul de apropiate între ele, pentru ca produsele lor să se întrepătrundă. Etajul morfologic inferior este reprezentat printr-un platou [1]) constituit din depozite vulcanogen-sedimentare. El este foarte vizibil mai ales în partea vestică, unde contactul său cu depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei este marcat în mod obișnuit printr-o bruscă diferență de nivel; spre E asemenea situații sînt mai rare, deși nu complet absente.

Suprastructurile aparatelor vulcanice care se văd astăzi în munții Gurghiu se ridică pe acest platou; produsele aparatelor nu depășesc limitele lui decît în mod excepțional, așa cum se întîmplă în unele puncte din partea estică. În aspectele suprastructurilor sînt observabile acele forme morfologice care caracterizează un aparat vulcanic de tip central. Depresiunea craterului este totdeauna bine marcată; creasta circulară care o înconjoară este întreruptă pe o distanță unghiulară uneori minimă, corespunzînd văii pîrîului care izvorăște din crater. De la creastă spre interior, urmează un abrupt foarte pronunțat. Centrul depresiunilor este aproape orizontal, cu puține neregularități, ca urmare a faptului că aici există încă umplutura de material provenit din pereții craterului, acumulată înainte de deschiderea depresiunii. La exteriorul aparatelor pantele sînt foarte line, corespund în mod obișnuit păturilor ultimelor lave emise de aparat. Ele sunt deosebit de evidente în zonele unde produsele vulcanice s-au putut desvolta în mod liber, n-au venit în contact cu produsele unui alt aparat apropiat.

Aparatul Seaca-Tătarca. Dacă exceptăm situația lacului Ana de la Tușnad, pentru care caracterul de crater a fost pus în dubiu în cadrul unor ultime lucrări (2), aparatul Seaca-Tătarca prezintă, fără îndoială, unul dintre cele mai bine conservate cratere din țară. Creasta care formează marginea acestuia, este abia întreruptă către N; ea se menține la altitudini în jurul a 1.700 m. Diametrul E—W al craterului este astăzi de cca 5 km, dar eroziunea centripetă desfășurată aici a contribuit, de bună seamă, mult la lărgirea sa. În partea centrală a craterului se găsește o zonă plană în care apele pîraielor formează aproape mlaștini și au văi abia marcate în relief.

Pîrîul Secuiului își are bazinul de recepție în craterul Seaca-Tătarca; izvoarele sale constituie un sistem radiar aici, pentruca apoi, în toată zona cît străbate peretele aparatului vulcanic, să fie complet rectiliniu și lipsit, practic, de afluenți.

[1]) Caracterul de platou apare în părțile periferice ale regiunii munților Gurghiu; este neîndoelnic însă că în partea centrală a regiunii, în care se găsesc canalele de alimentare ale aparatelor vulcanice, acest caracter nu exista în sens strict chiar înaintea începerii activității vulcanice care a creiat ultimele suprastructuri vulcanice. Această problemă va fi discutată într-un alt capitol.

Institutul Geologic al României

Aparatul Șumuleu. În partea sudică a munților Gurghiu, aparatul Șumuleu constituie un element tot atît de caracteristic ca și cel de la Seaca-Tătarca și cu forme tot atît de bine păstrate.

Aparatul Ciumani și cel din Valea Fierăstraielor. Aceste două aparate se găsesc în extremitatea sudică a regiunii; cel din valea Fierăstraielor are poziția unei formațiuni parazitare față de aparatul Ciumani, dar dimensiunile sale sînt superioare acelora obișnuite pentru un asemenea element structural. Ambele aparate au fost mai intens erodate, craterele lor fiind astăzi bine deschise de valea Sobasei și, respectiv, valea Fierăstraielor.

Caldera Fîncel-Lăpușna. Morfologia, ca și structura geologică a părții de N a munților Gurghiu, este dominată de prezența calderei Fîncel-Lăpușna. Aceasta are o creastă orientată WNW—ESE, ușor arcuită, cu deschiderea spre S; lărgimea acestei deschideri este de cca 10 km. Abruptul spre interior și pantele line spre exterior sînt foarte evidente. Dezvoltarea unei a doua generații vulcanice, a determinat apariția unor proeminențe în depresiunea vechiului aparat: Dealul Crucii, Bîtca Plumbului, Poiana Zimbroiului.

Două mari cursuri de apă, pîrîul Lăpușnei și pîrîul Fîncelului, colectează apele din această zonă interioară a aparatului vulcanic; pîrîul Șineului contribuie și el la drenarea regiunii datorită captării zonei de izvoare a văii Gurghiului, pîrîul Creanga albă. Dispoziția văilor în interiorul calderei este determinată de prezența aparatelor din a doua generație.

Pentru a întregi imaginea de ansamblu asupra reliefului regiunii, mai trebuiesc menționate două elemente: dykurile și stîlpii vulcanici. În unele cazuri, așa ca la cota 1546 din versantul estic al văii Șumuleului, spre exemplu, prezența dykurilor se manifestă și în morfologie; la asemenea situații s-a ajuns însă numai în cazurile speciale cînd proprietățile fizico-mecanice ale rocilor din dyk și din jur au fost atît de diferite încît să permită o desfășurare diferențială a eroziunii.

Vîrfurile Borzont și Bacta sînt, practic, singurele proeminențe ale reliefului din munții Gurghiu, care, deși importante, nu fac parte dintr-o margine de crater. De la vîrful Borzont pornesc radiar cîteva creste care, fie că se dezvoltă spre E sau spre W pînă în zonele periferice ale masivului, fie că se sudează părților exterioare ale unor aparate vulcanice; vîrful Bacta constituie o proeminență și mai bine marcată, mai ales datorită abruptului din zona sa superioară. Ambele vîrfuri reprezintă vechi stîlpi ai unor aparate vulcanice.

Valea Mureșului mărginește la E, N și W munții Gurghiu; din acest motiv toate cursurile de apă sînt tributare acesteia, fie direct, fie prin intermediul văii Gurghiului sau Tîrnavei Mari. Valea Gurghiului străbate munții Gurghiu în direcție E—W pe aproape 2/3 din lățimea lor și colectează o bună parte din pîraiele din zona nordică și centrală a regiunii.

Institutul Geologic al României

După caracterele lor generale, cele mai multe din cursurile de apă de aici pot fi împărțite în două categorii: cele care izvorăsc din crater și au caracterele deja menționate (P. Secuiului) și cele care, dezvoltîndu-se în zonele exterioare ale aparatelor vulcanice, nu prezintă trăsături deosebite.

ROCILE METAMORFICE ȘI SEDIMENTARE

Rocile metamorfice și sedimentare au o răspîndire redusă în cadrul munților Gurghiu; ele n-au făcut obiectul special al cercetărilor noastre.

ROCILE METAMORFICE

În regiunea localității Sărmaș rocile metamorfice apar în axul văii Mureșului și pe ambele sale maluri; suprafața pe care o ocupă este foarte redusă. Ele sînt reprezentate prin șisturi cuarțitice negre, filite grafitoase și șisturi cuarțito-cloritoase.

ROCILE SEDIMENTARE NEOGENE

Formațiunile sedimentare au o dezvoltare cu totul subordonată față de rocile eruptive. Din punct de vedere al repartiției lor, constituesc 3 grupe: formațiunile de pe marginea vestică a lanțului muntos (marginea estică a Bazinului Transilvaniei), formațiunile din zona axială a munților Gurghiu și formațiunile bazinelor intramontane de pe marginea de est a masivului. În realitate, în zona axială a lanțului muntos apare, probabil, prelungirea aceloraşi formațiuni care se găsesc și pe marginea sa vestică.

Cele mai vechi formațiuni ale Bazinului Transilvaniei care apar în vecinătatea lanțului muntos par a reprezenta Tortonianul; acesta ar face parte din cuta Praid-Sovata și ar constitui nucleul unei structuri anticlinale dezvoltate între Brîncovenești și Sovata (2 b, pag. 90). Tortonianului îi este atribuită formațiunea cu sare din zona Praid—Sovata; aceasta cuprinde sarea propriu-zisă și brecia ce o însoțește. « Brecia » este constituită dintr-un ansamblu de fragmente de foarte variată natură petrografică (gresii, conglomerate, calcare, marnocalcare, etc.) prinse într-o masă argiloasă.

Foarte bine individualizat din punct de vedere litologic este ansamblul de roci care sînt atribuite Sarmațianului. Acesta este constituit în partea sa bazală din nisipuri, gresii și conglomerate, din marne și nisipuri în partea sa mijlocie și din cinerite în partea superioară.

Depozitele post-sarmațiene din regiune au fost atribuite Pliocenului de I. Banyai, pe baza microfaunei, încă din 1933 (3); cercetătorii mai recenți (I. Bucur, K. Müntz, M. Dumitriu și colab.) se plasează pe aceleași poziții în considerarea acestor formațiuni. I. Bucur și K. Müntz au separat un orizont inferior cu marne nisipoase, un orizont intermediar nisipos și un orizont marnos superior; atît acești autori cît și

Institutul Geologic al României

alții (M. DUMITRIU și colab.) cred a recunoaște în aceste depozite Ponțianul și eventual, Meoțianul. Grosimea acestor formațiuni atinge 1800 m așa cum au arătat foraje executate în regiunea văii Gurghiului.

În imediata vecinătate a complexului vulcanogen-sedimentar depozitele postsarmațiene sînt reprezentate prin marne cu urme de plante și fragmente de macrofosile nedeterminabile — în care se intercalează argile plastice și nisipuri — marne tufacee, marne vineții, argile, conglomerate nisipoase, gresii slab cimentate, nisipuri. Asemenea asociații de roci se întîlnesc pe valea Gurghiului și afluenții săi, pe valea Tîrnava Mică și afluenții săi, pe valea Iuhodului etc. Fragmente de marne metamorfozate termic apar ca enclave în unele filoane din regiunea văii Iuhodului.

Pe marginea vestică a munților Gurghiu este bine vizibilă la suprafață (dar au demonstrat-o mai ales unele foraje de mică adîncime executate aici) intercalarea nivelelor superioare ale acestor roci în partea bazală a complexului vulcanogen-sedimentar.

Pe valea Meșterhaza, în zona axială a munților Gurghiu, în extremitatea lor nordică, apar depozite sedimentare reprezentate prin marne cenușii-albăstrui, fără stratificație evidentă, conglomerate și microconglomerate cu elemente de roci metamorfice. Ele reprezintă în mod evident aceeași zonă care apare și la nord de Mureș, în valea Zebracului. Vîrsta acestor depozite este, de bună seamă, miocen-superioară; cele cîteva resturi organice determinate *(Globigerina bulloides* D'ORB., *Rotalia* sp. oase de pești, fragmente de plante incarbonizate) nu sînt concludente.

Depozitele bazinelor Gheorghieni și Toplița intră mai puțin în discuția noastră, întrucît în cadrul lor n-au fost deocamdată identificate depozite antecuaternare; forajele de mică adîncime executate în bazinul Gheorghenilor au arătat numai existența piroclastitelor și a unor depozite aluvionare grosiere. Este însă foarte probabil că aici trebuie să existe și depozite mai vechi, deoarece individualizarea acestor bazine începuse încă mai de mult, odată cu primele manifestări vulcanice în regiune.

DEPUNERI CALCAROASE POSTVULCANICE

În regiunea localităților Toplița și Corund activitatea postvulcanică a determinat formarea unor depozite calcaroase cu o dezvoltare ceva mai largă. În versantul stîng al văii Mureșului, chiar în localitatea Toplița, se găsește un banc gros de 8—10 m de travertin. Roca este de culoare galbenă, foarte poroasă, cu numeroase resturi de plante; formarea ei, care continuă și astăzi, este determinată de existența unor izvoare subtermale din care are loc precipitarea carbonatului de calciu.

În partea de SW a munților Gurghiu, în versantul drept al văii Corundului, se găsesc trei formațiuni filoniene care apar ca proeminențe ale reliefului în masa de piroclastite și depozite sedimentare. Ele sînt constituite din carbonat de calciu

Institutul Geologic al României

compact cu texturi, coloraţie şi aspecte generale foarte variate; din punct de vedere mineralogic s-a constatat prezenţa atît a aragonitului cît şi a calcitului. La partea superioară, masa compactă de carbonat este acoperită de un depozit poros de travertin. Cercetări recente au arătat că aceste formaţiuni nu se dezvoltă în adîncime. Ele reprezintă, probabil, ca şi travertinul, o depunere din ape termale bicarbonatate, în zona superficială a scoarţei.

DEPOZITELE CUATERNARE

Formaţiunile cuaternare din cadrul munţilor Gurghiu sînt reprezentate prin depozite de terasă, grohotişuri de pantă, alunecări, aluviuni; acestea aparţin atît Pleistocenului cît şi Holocenului. Ele se găsesc în zonele periferice ale lanţului muntos şi în regiunea văilor mari.

Pleistocenul. Pleistocenului îi aparţin depozitele de terasă şi grohotişurile de pantă.

Depozitele de terasă conţin fragmente rulate de dimensiuni variabile, aparţinînd îndeosebi şisturilor cristaline şi în măsură mai mică andezitelor. Şisturile cristaline sînt reprezentate prin fragmente de cuarţite negre şi albe, micaşisturi, calcare cristaline iar cele de roci eruptive prin toate tipurile de andezite

Grosimea depozitelor de terasă este în mod obişnuit de 3—5 m dar ea ajunge să depăşească chiar 10 m pe valea Gurghiului.

Terasele sînt foarte bine dezvoltate în multe zone ale munţilor Gurghiu. În partea lor estică, între localităţile Remetea şi Sărmaş, şi apoi mai departe, din raza oraşului Topliţa şi pînă la valea Meşterhaza, terasele Mureşului constituiesc o bandă continuă cu lăţime pînă la 1 km; în multe puncte, depozitele complexului vulcanogen-sedimentar, peste care terasele se aştern, sînt vizibile şi ele în valea Mureşului. În partea de SW a lanţului muntos sînt foarte bine dezvoltate şi terasele Tîrnavei Mici şi Tîrnavei Mari.

Grohotişurile de pantă se dezvoltă la limita formaţiunilor cu consistenţe diferite, fără a ajunge niciodată însă să acopere suprafeţe prea mari, care să poată fi reprezentate la scara 1: 25.000. După cum apar la limita dintre complexul vulcanogen-sedimentar şi depozitele sedimentare sau la aceea dintre rocile andezitice şi piroclastite ori complexul vulcanogen-sedimentar, grohotişurile de pantă au alcătuire petrografică variată.

Holocenul. Holocenul este reprezentat prin aluviuni, alunecări de teren şi zone de înmlăştinare.

Aluviunile sînt foarte larg dezvoltate în lungul văilor mari. În văile Mureşului, Gurghiului, Tîrnavei Mari şi Tîrnavei Mici, Sebeşului, Fîncelului etc. ele ocupă zone importante.

Institutul Geologic al României

În ceea ce privește alcătuirea lor mineralogică și petrografică nu este de semnalat decît prezența unor nisipuri cu un conținut ceva mai ridicat de magnetit și ilmenit în valea Praidului; materialul lor constituient provine din complexul vulcanogen-sedimentar.

Alunecările de teren s-au produs numai pe un fundament de roci sedimentare argiloase și marnoase, în zona văilor Gurghiului, Tîrnavei Mici și Tîrnavei Mari.

Zonele de înmlăștinare sînt destul de numeroase în munții Gurghiu, dar rareori ele ocupă suprafețe ceva mai întinse; printre acestea se pot cita cele de pe pîrîul Gropșoara din Față (afluent al văii Fîncelului), regiunea dintre șoseaua Gheorghieni—Praid și partea inferioară a văii Șumuleului etc.

ROCILE ERUPTIVE

În cadrul rocilor eruptive s-au putut deosebi mai multe tipuri de andezite și de roci piroclastice; acestora li se adaugă un complex de depozite la alcătuirea cărora participă atît materialul piroclastic cît și cel epiclastic.

DESCRIEREA ROCILOR

Complexul vulcanogen-sedimentar [1])

Depozitele vulcanogen-sedimentare sînt deosebit de complexe din punct de vedere petrografic. Ele sînt constituite în exclusivitate din material de natură vulcanică (participarea materialului de altă natură este sporadică și complet lipsită de importanță din punct de vedere petrogenetic) din care însă o bună parte a fost antrenat în procese de dezagregare și alterare superficială, căpătînd astfel caracteristici variate; dacă la aceasta se adaugă variația condițiilor de depunere — subaeriene sau subacvatice — se înțelege cît de numeroase sînt tipurile de roci și de asociații de roci născute. Caracteristicile de detaliu ale acestora permit separarea ansamblului depozitelor în 3 nivele, care corespund și unor moduri deosebite de desfășurare generală a fenomenelor geologice în momentele respective (fig.1).

Nivelul inferior. Nivelul este constituit dintr-o alternanță de orizonturi de cinerite fine și grosiere, lapilli, brecii și microbrecii, În cadrul acestui nivel intervine și o curgere de andezit bazaltoid; ea formează un orizont mai mult sau mai puțin continuu care, pe alocuri, ajunge la 5—6 m grosime. Ceea ce caracterizează întregul nivel, este alternanța deasă a nivelelor de cinerite cu roci constituite din fragmente mari sau medii; această din urmă categorie domină din punct de vedere al volumului ocupat.

[1]) În lucrările noastre anterioare, aceste roci erau denumite « piroclastite inferioare ».

Institutul Geologic al României

Elementele constitutive ale breciilor sînt de natură andezito-bazaltică; andezite bazaltoide şi probabil chiar bazalte, andezite piroxenice, toate ca roci masive sau ca lave scoriacee, participă în fragmente cu diametre de la 2 mm pînă la cîţiva dm. la alcătuirea rocii. Culoarea fragmentelor este în cele mai multe cazuri roşie brună iar conturele lor semiangulare; masa care le leagă este de natură cineritică, cu granulaţie grosieră, de culoare gălbuie-roşcată.

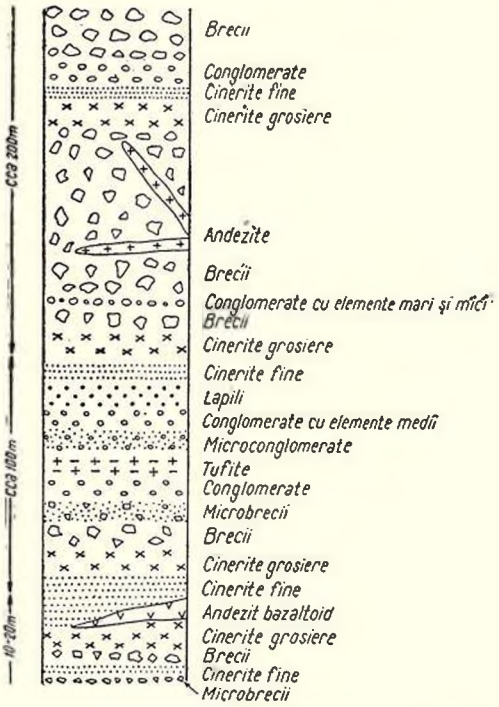


Fig. 1. — Coloană stratigrafică sintetică în depozitele complexului vulcanogen-sedimentar.

Cineritele sînt în general grosiere, constituie din cristale şi fragmente de sticlă.

Nivelul inferior al complexului vulcanogen-sedimentar este constituit din material piroclastic depus în condiţii subaeriene; în formarea rocilor care îl alcătuiesc, factorii exogeni nu par să fi jucat vreun rol.

Andezitul bazaltoid descris de I. SZÁDECZKY în valea Sălardului (22) este o rocă neagră, cu augit, reprezentînd probabil o curgere contemporană formării depozitelor vulcanogen-sedimentare. Ea poate fi întîlnită în cele mai multe din punctele de apariţie ale acestui nivel al complexului dar nu a putut fi separată cartografi

Frecvenţa şi dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvenţa %	Dimensiuni m/m
Feldspat plagioclaz	26	3,8/0,8; 0,04/0,02
Augit	3	0,3/0,15; 0,08/0,04
Magnetit	1	0,05
Pastă	70	

Feldspatul plagioclaz conţine 55—70% An în cristale foarte rar zonate. Analiza chimică citată de SZÁDECZKY arată o rocă andezitică cu pronunţat caracter bazic.

Institutul Geologic al României

Andezit bazaltoid, Valea Sălardului

SiO_2	53,32
Al_2O_3	18,92
Fe_2O_3	7,87
FeO	2,60
MgO	3,50
CaO	8,30
Na_2O	3,08
K_2O	1,04
TiO_2	0,21
H_2O	1,07
Σ	99,91

Tip de magmă: normal dioritic-gabbrodioritic

Valori Niggli

si	144	π	0,50
al	30	γ	0,10
fm	36	α	1,28
c	24	Q	37
alk	10	L	20,8
k	0,18	M	42,2
mg	0,39		

Valori Zavarițki

a	8,8	*f'*	55
b	17,8	*m'*	35,4
c	9	*c'*	9,4
s	64,4	*n*	82

Nivelul intermediar. Porțiunea mijlocie a complexului se caracterizează prin granulația redusă a celei mai mari părți a depozitelor și prin participarea masivă a materialului cu caracter epiclastic. Caracterul de depunere subacvatică poate fi recunoscut la cele mai multe roci. Rocile care alcătuiesc acest nivel sînt formate aproape în exclusivitate din material andezitic. În fragmentele mari se pot recunoaște andezite amfibolice iar în cazul depozitelor de tip arenitic, cristalele de hornblendă și magnetit sînt abundente în timp ce, cele de piroxeni sînt mult mai rare. Materialului de această natură i se adaugă sporadic fragmente de șisturi cristaline și produsele provenite din alterarea subacvatică a materialului cineritic fin. Materialul constituent al rocilor din acest nivel poartă în cea mai mare parte amprenta prelucrării sale la suprafața scoarței; numai în mică măsură materialul este de natură strict piroclastică.

Rocile cu granulație mare sînt rare; ele trebuiesc considerate conglomerate deoarece fragmentele sînt totdeauna în mod evident rulate. Masa de legătură este reprezentată printr-un material de natură cineritică, mai mult sau mai puțin prelucrat; uneori ea este microconglomeratică.

Microconglomeratele au în mod obișnuit o masă de legătură cu granulație arenitică și sînt friabile; în mai puține cazuri fragmentele sînt cimentate prin intermediul unui limonit bogat în resturi de fragmente incomplet alterate. Microconglomeratele apar mai ales în partea inferioară a acestui nivel, cu grosimi de 2—3 m; în partea superioară a acestuia ele constituiesc numai pături de 0,40—0,50 m.

Depozitele cineritice și de tip arenitic sînt cele mai frecvente; ele formează orizonturi de 40—50 cm grosime care alternează cu depozite aproape argiloase.

În multe cazuri, așa ca în bazinul văii Senete din extremitatea sudestică a masivului, cineritele — și împreună cu ele și microconglomeratele — sînt bentonitizate. Ele sînt transformate într-o masă argiloasă în care se văd uneori texturi relicte; prin reacții de culoare și analiză termică diferențială a fost determinată prezența caolinitului și montmorillonitului.

Institutul Geologic al României

Nivelul superior. Acest nivel este alcătuit, practic, numai din depozite grosiere; numai rare orizonturi de cinerite grosiere se adaugă breciilor. Uneori în locul breciilor apar conglomerate.

Elementele constitutive ale rocilor din acest nivel au o natură petrografică variată. Fragmentele cele mai numeroase aparțin andezitelor cu hornblendă verde sau brună și andezitelor cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni; formele piroxenice sînt mult mai puțin reprezentate. Fragmentele din prima categorie sînt de multe ori complet piritizate, sericitizate, etc. Granulele care alcătuiesc cineritele sînt de cele mai multe ori cristale de hornblendă verde, rezorbită în mod obișnuit, și piroxeni.

În conglomerate au fost întîlnite și fragmente de roci metamorfice — șisturi sericitoase, cloritoase sau cuarțite negre — cu diametrul de 2—5 cm; uneori apar și fragmente de marne ponțiene.

Breciile se caracterizează prin dimensiunile mari ale elementelor constituente; în mod obișnuit de 40—50 cm diametru, ele pot ajunge și pînă la 2 m. Fragmentele care intră în alcătuirea conglomeratelor au dimensiuni mai reduse, nedepășind în mod obișnuit 30—40 cm diametru. Pentru nivelul superior al complexului vulcanogen-sedimentar, prezența conglomeratelor este de importanță subordonată; independent de existența acestora, el își păstrează un net caracter piroclastic.

Atît breciile cît și conglomeratele au o masă de legătură relativ puțin dezvoltată; ea este de natură cinerițică cu un grad de alterare mai mult sau mai puțin avansat.

În cadrul nivelului superior apar frecvente pînze de lave și filoane, totdeauna însă cu dimensiuni modeste. Din punct de vedere petrografic au putut fi separate mai multe tipuri de roci.

Andezite cu hornblendă brună + piroxeni; sînt roci ușor poroase, de culoare cenușie-deschisă, cu nuanțe roșcate uneori. Hornblenda brună apare în diverse stadii de rezorbție și în legătură cu aceasta variază frecvența piroxenilor și culoarea rocii. Masa fundamentală este hemicristalină și, de cele mai multe ori, impregnată cu hidroxizi de fier.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvența %	Dimensiuni m/m
Feldspat plagioclaz	7,5	1,80/0,70; 0,07/0,05
Hornblendă brună	11	2,70/2,25; 0,10/0,05
Hipersten	6	1,20/0,35; 0,10/0,06
Augit		0,70/0,20; 0,07/0,05
Minerale opace	3	0,08
Pastă	72,5	

Feldspatul plagioclaz are un conținut de 48% An.

Institutul Geologic al României

Andezit cu hornblendă brună (Valea Lăpușnei, versant drept la cota 1000, în complexul vulcanogen-sedimentar)

SiO_2	60,24
Al_2O_3	17,40
Fe_2O_3	5,50
FeO	0,55
MnO	0,12
MgO	2,58
CaO	6,29
Na_2O	3,56
K_2O	1,59
H_2O^+	0,56
H_2O^-	1,04
TiO_2	0,53
P_2O_5	0,15
Σ	100,11

	Valori	Niggli	
si	200	π	0,38
al	34	γ	0,06
fm	29	α	3,50
c	22	Q	44
alk	15	L	42
k	0,22	M	14
mg	0,41		

	Valori	Zavarițki	
a	11	*f'*	49
b	11	*m'*	40
c	7	*c'*	10
s	71	*n*	77

Tip de magmă: tonalitic

Andezite cu hornblendă verde ± piroxeni; sînt de culoare cenușie-verzuie. Hornblenda verde se prezintă în diverse stadii de rezorbție.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	30	1,60/0,55; 0,57/0,05
Hornblendă verde	15	2,25/1,80; 0,13/0,09
Hipersten	6	1,50/1,00; 0,12/0,09
Augit		1,35/1,15; 0,04/0,04
Minerale opace	2	0,10
Pastă	47	

Feldspatul plagioclaz conține 48% An.

Compoziția feldspatului plagioclaz variază între 38 și 45% An.

În rocile cu caracter holocristalin, frecvența mineralelor se păstrează în linii mari aceeași, dar piroxenii domină asupra hornblendei complet rezorbite.

Andezite piroxenice; se caracterizează prin culoarea cenușie-neagră și separarea în plăci. Structura porfirică este bine vizibilă.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	16	3,40/1,12; 0,09/0,04
Hipersten	11	1,35/0,67; 0,09/0,04
Augit		0,90/0,45; 0,09/0,05
Minerale opace	1	0,05
Pastă	72	

Institutul Geologic al României

Piroclastitele inferioare[1])

Piroclastitele inferioare sînt reprezentate exclusiv prin brecii. Fragmentele au dimensiuni în general mari, nu rareori ajungînd la 1 m diametru; ele sînt colțuroase sau cu muchii și colțuri ușor rotunjite, fără însă ca aceasta să se datorească unui transport la suprafața scoarței. Andezitele cu hornblendă brună și cele cu hornblendă verde reprezintă singurele tipuri petrografice întîlnite în cadrul fragmentelor. Masa de legătură este de natură cineritică; ea este puțin dezvoltată. Dispoziția generală a fragmentelor și caracterele materialului care le leagă lasă uneori să se întrevadă o stratificație grosieră.

Piroclastitele intermediare [2])

Piroclastitele intermediare sînt constituite numai din brecii cu fragmente mari. Acestea aparțin andezitelor piroxenice și andezitelor cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni. Masa de legătură are dezvoltare redusă; ea este de culoare cenușie gălbuie. Spre deosebire de piroclastitele inferioare ele prezintă o stratificație totdeauna bine vizibilă. Grosimea medie a depozitelor este de cca 100 m. Eroziunea a sculptat în ele turnuri și pereți foarte caracteristici.

Piroclastitele superioare

Piroclastitele superioare sînt reprezentate prin microbrecii și lapilli. Diametrele fragmentelor nu depășesc 4—5 cm; acestea aparțin exclusiv andezitelor cu hipersten și augit. Liantul este cineritic. Uneori culoarea depozitelor este roșie intensă. Grosimea depozitelor nu depășește 1—2 m.

Andezitul bazaltoid subcrustal

Andezitul subcrustal este o rocă de culoare neagră-violacee sau în tonuri spre cenușiu. Structura este porfirică, iar textura masivă; caracterul porfiric este dat de fenocristalele de augit și de feldspat plagioclaz dar este observabil macroscopic numai cu dificultate.

Feldspatul plagioclaz are o compoziție medie de 52% An, ca fenocristale; microlitele conțin însă pînă la 70% An.

Fenocristalele prezintă în foarte multe cazuri spărturi.

Augitul formează cristale prismatice deobicei maclate.

Hiperstenul este un element obișnuit al rocilor, dar fără a avea un rol deosebit în alcătuirea lor. Cristalele sînt foarte adesea afectate de epidotizare și cloritizare.

[1]) În lucrările noastre anterioare aceste roci erau denumite « piroclastite intermediare I ».

[2]) În lucrările noastre anterioare aceste roci erau denumite « piroclastite intermediare II ».

Institutul Geologic al României

P a s t a este complet cristalizată; ea este constituită din microlite de feldspat plagioclaz și augit și uneori foarte numeroase granule de magnetit. Aspectul general al pastei este granular.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	32	2/0,7; 0,7/0,3
Augit	12	1,8/0,8; 0,4/0,1
Hipersten	8	0,7/0,4; 0,3/0,1
Minerale opace	2	0,3
Pastă	42	

Fără ca macroscopic să fie vizibile transformări de natură secundară ale rocilor, în examenul microscopic se constată totdeauna ușoare efecte ale circulației soluțiilor: plaje de cuarț și calcit, cloritizarea hiperstenului, aglomerări de hidroxizi de fier etc.

Andezitele cu hornblendă brună

Andezitele cu hornblendă brună sînt roci de culoare brună pînă la roșcată. Fenocristalele de plagioclaz, uneori echidimensionale, și prismele mari de hornblendă determină o structură porfirică foarte evidentă. Pe lîngă formele normale cu hornblendă brună, au fost identificate și forme cu hornblendă parțial rezorbită sau forme în care cristalele de olivină de augit se asociază hornblendei; în toate aceste cazuri nu sînt depășite însă limitele unei aceluiași tip petrografic. Înrudirea strînsă a acestor forme de roci este dovedită și de imposibilitatea de a reda cartografic distribuția lor; ele nu reprezintă decît ușoare variații ale consolidării unui singur material magmatic în cadrul mai multor momente de activitate paroxismală a acelorași aparate vulcanice.

F e l d s p a t u l p l a g i o c l a z apare ca fenocristale, microlite și cristale cu dimensiuni intermediare între cele ale acestora; el are obișnuitele macle de tip albit, mai rar asociate cu cele de tip Karlsbad. Cristalele prismatice sînt adeseori foarte mult dezvoltate în lărgime sau grosime ceea ce conduce la aspectul echidimensional menționat.

H o r n b l e n d a b r u n ă este totdeauna o varietate puternic roșcată cu pleocroism intens; ea are foarte frecvent marginile opacitizate iar uneori porțiuni mai largi ale cristalelor sînt rezorbite.

A u g i t u l, atunci cînd există, constituie numai cristale cu dimensiuni intermediare, echidimensionale.

O l i v i n a apare în mod accidental.

Institutul Geologic al României

Pasta este hemicristalină cu structură hialopilitică; ea este constituită, pe lîngă sticlă, din baghete de feldspat şi granule de magnetit.

Frecvenţa şi dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvenţa %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	16	2/1,20; 0,1 /0,01
Hornblendă brună	20	2,4/1,5 ; 0,03/0,02
Minerale opace	<1	0,30
Pastă	63	

Formele holocristaline sînt constituite dintr-o asociaţie de feldspat plagioclaz şi hornblendă brună; cristalele sînt prismatice, cu dimensiuni, practic, identice pentru ambele specii minerale. Aspectul structurii este caracteristic pentru consolidările filoniene şi net deosebit de structura obişnuită pentru roci consolidate subcrustal, în profunzime sau în apropierea suprafeţei, ca mase de mari dimensiuni.

Rocile de acest tip sînt totdeauna proaspete.

Andezit cu hornblendă brună (Valea Sobasei, filon)

SiO_2	59,66
Al_2O_3	14,00
Fe_2O_3	5,66
FeO	2,12
MnO	0,05
MgO	4,71
CaO	6,08
Na_2O	3,87
K_2O	1,33
H_2O^-	0,29
H_2O+	1,02
TiO_2	0,96
P_2O_5	0,21
SO_3	0,08
Σ	100,04

Valori Niggli

si	175	π	0,35
al	24	γ	0,24
fm	38	α	1,00
c	19	Q	35
alk	19	L	40
k	0,23	M	25
mg	0,53		

Valori Zavariţki

a	14	*f'*	34
b	19	*m'*	39
c	2	*c'*	26
s	65	*n*	76

Tip de magmă: normal dioritic-peléeitic.

Andezitele cu horblendă verde

Andezitele cu hornblendă verde sînt roci de culoare cenuşie în tonuri variate, iar uneori verzuie. În primul caz dimensiunile cristalelor sînt reduse, iar hornblenda este vizibilă numai atunci cînd nuanţa de cenuşiu este deschisă; de culoare verzuie sînt numai rocile cu structură macroporfirică şi textură mai mult sau mai puţin fluidală. Prima formă a rocii este, de departe, cea mai frecventă, normală pentru întreaga regiune; andezitele cenuşii-verzui cu cristale mari de hornblendă apar numai în puţine puncte şi fără o dezvoltare prea mare. În afară de aceste două aspecte, rocile cu hornblendă verde se prezintă remarcabil de unitar din punct de vedere

Institutul Geologic al României

petrografic. De multe ori, rocile de acest tip au suferit puternice transformări secundare ca urmare a circulației soluțiilor ascendente.

Feldspatul plagioclaz constituie cristale cu dimensiuni totdeauna modeste. Are macle de tip albit și Karlsbad și este, în multe cazuri, turbure, sericitizat, caolinizat sau chiar ușor epidotizat; sînt frecvente incluziunile de sticlă. Structura zonară nu este prea marcată în general, iar recurențele de compoziție reprezintă o situație aproape excepțională.

Hornblenda verde se prezintă, în mod normal, în cristale cu dimensiuni asemănătoare acelora ale plagioclazului dar ceva mai alungite; numai în cazurile menționate, pot ajunge la 1—1,5 cm lungime. De multe ori cristalele au marginile opacitizate; în alte multe cazuri ele au structură zonară. Hornblenda este o specie comună cu pleocroism moderat.

Pasta este hemicristalină, cu structură hialopilitică; sticlei, în care apar și multe devitrificări, i se adaugă microlite de plagioclaz și magnetit.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	16,5	1,6/0,8; 0,06/0,02
Hornblendă verde	12	1,6/0,9; 0,06/0,04; 1,5/0,5
Minerale opace	1,5	0,2—0,3
Pastă	70	

Formele holocristaline păstrează un oarecare caracter porfiric determinat atît de cristalele de feldspat cît și de cele de hornblendă; asocierea celor două specii minerale determină de multe ori o masă cu aspect general granular. Hornblenda are deseori marginile opacitizate.

Andezit cu hornblendă verde (Pîrîul Secuiului, versant vestic, în regiunea confluenței cu V. Seacă)

SiO_2	55,62
Al_2O_3	17,70
Fe_2O_3	5,12
FeO	1,73
MnO	0,10
MgO	4,85
CaO	6,32
Na_2O	3,94
K_2O	0,87
H_2O^-	1,77
H_2O^+	0,78
TiO_2	1,27
P_2O_5	0,25
Σ	100,32

Tip de magmă: normal dioritic

Valori Niggli

si	163	π	0.39
al	30	γ	0,02
fm	37	z	1.49
c	20	Q	38
alk	13	L	42
k	0.13	M	20

Valori Zavarițki

a	10	*f'*	40
b	16	*m'*	54
c	7	*c'*	5
s	67	*n*	86

Institutul Geologic al României

Andezitele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni

Rocile de acest tip se caracterizează prin prezența regulată a piroxenilor și prin totala rezorbire a hornblendei (cu oarecari excepții); ele sînt, astfel, bine deosebite față de andezitele cu hornblendă verde, deși prezintă și asemănări generale evidente cu acestea. Andezitele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni sînt foarte omogene; în cadrul acestui complex nu se pot separa subtipuri petrografice. Rocile sînt de culoare cenușie, uneori slab poroase și au structură porfirică mai mult sau mai puțin evidentă.

Feldspatul plagioclaz are, față de andezitele cu hornblendă verde, mult mai adesea structură zonară iar maclarea este mai complexă.

Hornblenda verde nu poate fi recunoscută ca atare decît în puține cazuri; în mod obișnuit cristalele sînt complet rezorbite.

Piroxenii apar numai în cristale cu dimensiuni intermediare între cele ale fenocristalelor și cele ale microlitelor; pe lîngă hipersten, care predomină, este prezent și augitul.

Pasta este hemicristalină cu structură hialopilitică; ea are de multe ori aspect fluidal.

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	16	2/1,2; 0,1/0,02
Hornblendă rezorbită	6	2/0,6; 0,1/0,01
Hipersten + augit	5	1,4/0,5; 0,1/0,02
Minerale opace	1	0,05—0,10
Pastă	72	

Formele holocristaline au, în mod obișnuit, nuanțe mai închise, pînă la cenușiu-negricios. Structura porfirică este greu vizibilă macroscopic deși ea continuă să existe la fel de bine exprimată ca și la rocile hemicristaline. Cristalizarea completă determină o mai accentuată individualizare a feldspatului în cristale mari; frecvența componenților ajunge să fie feldspat 35%, hornblendă + piroxeni +minerale opace 10%, masă fundamentală 55%.

Andezit cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni (Vf. Bacta)

			Valori	Niggli	
SiO_2	58,77	*si*	178	π	0,40
Al_2O_3	16,00	*al*	29	γ	0,13
Fe_2O_3	6,23	*fm*	36	α	2,34
FeO	1,02	*c*	23	Q	41,4
MnO	0,03	*alk*	12	L	38
MgO	4,20	*k*	0,17	M	20,5
CaO	7,16	*mg*	0,52		
Na_2O-	3,41				
K_2O+	1,13				

Institutul Geologic al României

			Valori	Zavariţki	
H_2O-	0,29				
H_2O	0,81	*a*	9	*f'*	39
TiO_2	0,83	*b*	17	*m'*	44
P_2O_5	0,22	*c*	6	*c'*	16
SO_3	0,03	*s*	68	*n*	82
Σ	100,13				

Tip de magmă: normal dioritic.

Andezitele cu hipersten și augit

Andezitele caracterizate prin prezența piroxenilor se prezintă în două aspecte macroscopice deosebite. În cele mai multe cazuri roca este neagră, compactă, cu spărtură concoidală, o masă în care elementele componente nu pot fi decît cu greu identificate; alteori, roca este cenușie, cu aspect granular pronunțat. Între cele două categorii de roci nu sînt deosebiri sensibile de ordin mineralogic sau petrografic; este posibil ca și fenomenele de alterare superficială să fi contribuit la aceasta, deși oarecari variații în condițiile de eliberare a lavelor sînt probabil responsabile de crearea acestei situații.

Feldspatul plagioclaz este foarte abundent în cristale de dimensiuni variate și cu conture oarecum rotunjite. Structura zonară este obișnuită, fără a prezenta complicații deosebite.

Hiperstenul și augitul apar atît ca fenocristale, cel dintîi în mai numeroase cazuri, cît și în cristale cu dimensiuni intermediare. Deși variabilă, frecvența lor relativă nu poate determina separarea unor tipuri deosebite de roci; rocile mai augitice sau mai hiperstenice nu reprezintă decît curgeri ușor deosebite ale unui aceluiaș tip de lavă.

În unele cazuri rocile conțin și sporadice cristale de hornblendă rezorbită; este vorba, probabil, de aspecte de trecere între momentele de formare a andezitelor cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni și acelea de individualizare completă a caracterelor magmelor care au dat naștere andezitelor cu hipersten și augit. Cu caracter excepțional au fost întîlnite și cristale de olivină în andezitele cu hipersten și augit; n-au putut fi separate cartografic asemenea tipuri de roci.

Pasta este hemicristalină, de foarte multe ori fluidală, constituită din sticlă, microlite de feldspat, piroxeni și magnetit. Magnetitul poate fi uneori foarte abudent; frecvența lui lineară ajunge în unele roci pînă la 17%, fiind foarte adesea însă 8—10%. Pe suprafețele de dezagregare a unor asemenea roci, nisipul, care ia naștere în mod obișnuit, este foarte bogat în magnetit.

Institutul Geologic al României

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	28	1,5/1,2; 0,03/0,02
Hipersten	5	2,5/1
Augit		5,4/1,5; 0,02/0,01
Minerale opace	1	0,2
Pastă	66	

Formele holocristaline nu au aspecte macroscopice specifice. Caracterul holocristalin al pastei nu conduce la structuri generale granulare, deoarece dimensiunile fenocristalelor rămîn totdeauna mult superioare acelora din masa fundamentală.

În cîteva puncte ale regiunii, andezitul cu augit și hipersten este puternic brecifiat. Breciile sînt constituite din fragmente mari, colțuroase de lavă poroasă, scoriacee. În asemenea situații roca este evident mai bogată în piroxeni, a căror frecvență ajunge să depășească 10%. Fragmentele sînt cimentate cu un material silicios de culoare gălbuie-roșcată.

Andezit cu hipersten și augit (Pîrîul Secuiului, versant estic, la NW de cota 1596, dyk)

SiO_2	54,93
Al_2O_3	17,40
Fe_2O_3	6,37
FeO	2,61
MnO	0,15
MgO	3,45
CaO	7,36
Na_2O	4,36
K_2O	1,20
H_2O-	0,15
H_2O+	0,78
TiO_2	1,02
P_2O_5	0,16
Σ	99,94

	Valori	Niggli	
si	167	π	0,34
al	31	γ	0,19
fm	30	α	3,59
c	24	Q	37
alk	15	L	44
k	0,15	M	19
mg	0,26		

	Valori	Zavarițki	
a	12	*f'*	57
b	15	*m'*	20
c	6	*c'*	21
s	67	*n*	85

Tip de magnă: tonalitic

Andezitele bazaltoide cu piroxeni și olivină

Rocile sînt de culoare neagră și foarte fin granulare. Plagioclazii constituie singurele fenocristale ale rocii dar ei nu sînt vizibili macroscopic decît cu dificultate.

Institutul Geologic al României

Frecvența și dimensiunile elementelor componente (valori medii)

	Frecvența %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	12	1,1/0,7; 0,03/0,02
Augit	3	1,6/1,2; 0,04/0,03
Olivină	3	1,3/1,0; 0,02/0,02
Minerale opace	2	0,2
Pastă	80	

Atît piroxenii cît și olivina apar în cristale cu dimensiuni intermediare între cele ale fenocristalelor și microlitelor. Olivina nu este niciodată abundentă şi prezintă conture de coroziune și margini de reacție. Pasta este holocristalină; ea este constituită din baghete de feldspat și granule de magnetit.

Andezit bazaltoid cu piroxeni și olivină (la E de Vf. Bacta, în regiunea cotei 1098, dyk)

SiO_2	58,14
Al_2O_3	17,94
Fe_2O_3	5,19
FeO	1,57
MnO	0,11
MgO	3,84
CaO	6,60
Na_2O	3,55
K_2O	1,06
H_2O-	0,75
H_2O+	0,65
TiO_2	0,62
P_2O_5	0,10
Σ	100,12

Valori Niggli

si	173	π	0,43
al	31,5	γ	0,05
fm	35	α	2,22
c	21	Q	41
alk	12,5	L	41
k	0,17	M	18
mg	0,50		

Valori Zavarițki

a	10	*f'*	47
b	15	*m'*	47
c	17	*c'*	5
s	68	*n*	66

Tip de magmă: peléeitic

Transformările secundare ale rocilor

În multe puncte, mai ales în interiorul aparatelor vulcanice, rocile au suferit intense transformări. Deși în numeroase cazuri este evidentă natura endogenă a soluțiilor care au determinat transformările, este posibil ca în unele situații și soluțiile descendente să fi contribuit la desfășurarea unor asemenea procese. Pe de altă parte, este deosebit de interesant de precizat caracterul soluțiilor endogene; natura lor hidrotermală nu este, în foarte multe cazuri, evidentă. Întreaga activitate de prospectare desfășurată pînă acum în munții Gurghiu n-a reușit să acumuleze suficiente elemente pentru afirmarea unei legături generale a transformării rocilor cu procese hidrotermale de mineralizare. Dimpotrivă, unele aspecte pledează pentru caracterul postvulcanic net al soluțiilor care au determinat aceste transformări;

Institutul Geologic al României

prezența fluorinei în rocile caolinizate din valea Sobasei, spre exemplu, pare edificatoare în acest sens. Este probabil că, din acest punct de vedere, situațiile din diverse puncte ale regiunii sînt deosebite și unei asemenea aprecieri nu i se poate da caracter general. În majoritatea cazurilor transformările au afectat andezitele cu hornblendă verde și cele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni; existența transformărilor altor tipuri de roci este îndoelnică.

Caolinizarea și silicifierea sînt totdeauna intense așa încît distrug complet alcătuirea mineralogică și structura primară a rocilor. Caolinele care se obțin sînt impurificate cu hidroxizi de fier iar plasticitatea lor este foarte variabilă. Silicea care impregnează rocile este criptocristalină dar pe fisuri iau naștere atît calcedonie cît și cristale de cuarț bine desvoltate.

Sericitizarea și piritizarea coexistă în mod obișnuit. Apariția sericitului nu ajunge niciodată să șteargă caracterele inițiale ale rocilor; el determină o decolorare generală a rocilor. Impregnarea cu pirită se păstrează și ea în limite moderate și abia în cazul oxidării acesteia se ating stadii mai avansate de transformare generală a rocilor.

DISTRIBUȚIA ROCILOR

Distribuția rocilor eruptive în cadrul suprafeței ocupate de munții Gurghiu prezintă evidente caractere de regularitate, determinate de structura geologică a acestora; aspectul hărții este deosebit de sugestiv din acest punct de vedere.

Complexul vulcanogen-sedimentar

Depozitele vulcanogen-sedimentare acoperă cel puțin 50% din suprafața ocupată de munții Gurghiu. Ele constituiesc o zonă, practic, continuă la periferia lanțului muntos, dar pe văile mari apar pînă în zona axială a acestuia; în regiunea dintre izvoarele văii Gurghiului și pîrîului Șineu depozitele din partea vestică se unesc aproape cu cele din partea estică. Rocile vulcanogen-sedimentare sînt foarte larg desvoltate în părțile sudică, vestică, nordică și nord-estică; numai în partea estică apar pe zone foarte înguste fiind, probabil, acoperite de depozitele recente ale bazinului Gheorghienilor. Modul lor de distribuție sugerează existența unei unități structurale constituite din depozite vulcanogen-sedimentare — corespunzînd platoului deja amintit — la baza suprastructurilor vulcanice astăzi vizibile.

Nivelul inferior. Depozitele din baza complexului apar numai în partea nordică a regiunii; ele acoperă suprafețele reduse în zona localităților Răstolița, Lunca Bradului, Stînceni. Un mic petec de asemenea roci se găsește la SE de Topliță. Profilul complet al nivelului inferior (pînă la bază) n-a fost observat niciodată; grosimile vizibile în diverse puncte sînt de 10—20 m.

Institutul Geologic al României

Nivelul intermediar. Rocile acestui nivel apar în partea nordică și estică a regiunii; ele constituie benzi cu lățime, în general, redusă. Nivelul intermediar acoperă nivelul inferior în toate punctele de apariție a acestuia. Grosimea depozitelor de acest tip poate fi apreciată la 100 m.

Nivelul superior. Partea superioară a complexului vulcanogen-sedimentar ocupă cele mai întinse suprafețe; în părțile sudică, vestică și nord-vestică complexul este reprezentat numai prin acest nivel. Grosimea sa este de cca 200 m. Depozitele aparținînd nivelului superior depășesc spre exterior limitele celorlalte nivele; numai în lungul văii Mureșului eroziunea mai intensă a scos la zi nivelele inferior și intermediar, în timp ce pe toată marginea vestică a lanțului muntos nivelul superior are contacte numai cu rocile sedimentare pliocene.

Pînzele de lave și filoanele care apar în cadrul depozitelor nivelului superior al complexului vulcanogen-sedimentar abundă în părțile sud-vestică și nord-estică ale regiunii. Nu avem motive care să ne facă să credem că ele sînt complet absente în alcătuirea restului regiunii, dar condițiile de eroziune, sau chiar de observație, nu au fost favorabile detectării prezenței lor. Grosimile pînzelor sînt modeste, cel mult de ordinul metrilor.

Piroclastitele inferioare

În vecinătatea marilor aparate vulcanice, în regiune apar zone alungite, bine individualizate, de piroclastite inferioare. Repartiția acestora în regiunea calderei Fîncel-Lăpușna, în deosebi, este foarte sugestivă. Piroclastitele inferioare se găsesc, în mod obișnuit, sub andezitele cu hornblendă rezorbită și piroxeni, stînd fie peste andezitele cu hornblendă verde, fie peste nivelul superior al complexului vulcanogen sedimentar. Grosimea piroclastitelor inferioare pare a atinge, cel puțin local, 200 m[1]).

Piroclastitele intermediare

Piroclastitele intermediare apar numai în alcătuirea aparatului Seaca-Tătarca și a aparatului din valea Fierăstraelor. Grosimea lor nu pare a depăși 20—30 m.

La Seaca-Tătarca piroclastitele intermediare constituesc un nivel care aflorează atît la interiorul cît și la exteriorul aparatului ca benzi cu desvoltare mai mult sau mai puțin circulară. La aparatul din valea Fierăstraielor ele apar în cîteva puncte în lungul contactului dintre andezitele cu hipersten și cele cu hornblendă rezorbită și piroxeni; continuitatea unei zone cu această poziție n-a putut fi pusă în evidență aici.

[1]) Aprecierile de grosimi pentru toate tipurile de roci care apar în regiune au numai caracter informativ și, cu excepția depozitelor complexului vulcanogen-sedimentar, privesc numai situațiile din unele zone ale regiunii; nu trebuie să se conchidă din aceste date că diversele tipuri de roci s-ar prezenta cu o grosime omogenă pe întreaga lor suprafață de apariție.

Institutul Geologic al României

Piroclastitele superioare

Piroclastitele superioare sînt foarte puțin desvoltate; din examinarea singurelor două puncte de apariție — în craterul Ciumani și pe marginea craterului Seaca-Tătarca — se poate aprecia la cel mult 3—4 m grosimea lor.

Andezitul bazaltoid subcrustal

Andezitul bazaltoid subcrustal formează un dyk care traversează valea Mureșului în regiunea defileului acestuia, în zona de confluență cu valea Meșterhaza. În versantul stîng al Mureșului andezitul bazaltoid subcrustal apare pe o suprafață foarte restrînsă deoarece dykul rămîne sub depozitele complexului vulcanogen-sedimentar.

Andezitele cu hornblendă brună

Suprafețe importante din munții Gurghiu sînt acoperite de andezite cu hornblendă brună; poziția lor inferioară în structura geologică este totdeauna bine vizibilă. În nordul regiunii andezitele cu hornblendă brună apar atît la interiorul cît și la exteriorul calderei Fîncel-Lăpușna. În partea centrală ele ocupă două zone importante în jurul vîrfurilor Borzont și Bacta, iar în partea sudică apar în zona distrusă a aparatului din valea Fierăstraelor; o desvoltare ceva mai redusă o au aceste andezite în lungul pîrîului Secuiului. Apariția andezitelor cu hornblendă brună în vîrful Piatra Caprei (creasta calderei Fîncel-Lăpușna) și în creasta craterului Șumuleu trebuie să fie interpretată, probabil, ca reprezentînd niște vechi proeminențe ale reliefului, nedistruse sau neacoperite de alte produse în cadrul activității vulcanice mai recente. În partea sud-estică a regiunii andezitele de acest tip constituie cîteva dykuri. Grosimea andezitelor cu hornblendă brună poate fi apreciată, în cele mai multe cazuri, la cca 100 m.

Andezitele cu horblendă verde

Principalul domeniu de prezență a andezitelor cu hornblendă verde în munții Gurghiu este zona calderei Fîncel-Lăpușna; aici, ele acoperă suprafețe foarte întinse atît la interiorul cît și la exteriorul acesteia. În restul regiunii, acest tip de roci mai apare în interiorul craterelor Seaca-Tătarca și Șumuleu și la S de vîrful Borzont.

În cele mai multe cazuri andezitele cu hornblendă verde acoperă andezitele cu hornblendă brună dar sînt posibile și raporturile inverse. Modul lor de apariție nu permite o bună aproximare a grosimilor pe care le au; se poate considera însă că ele ating în unele cazuri 100—150 m.

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Analize chimice ale rocilor din munții Gurghiu

		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O-	H_2O+	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Σ
1	Andezit. Craterul Seaca	52,26	16,85	4,87	4,62	0,96	3,73	8,64	3,22	0,98	1,57	0,52	1,28	0,20	0,31	100,01
2	Andezit bazaltoid. V. Sălardului	53,32	18,92	7,87	2,60		3,50	8,30	3,08	1,04	1,07		0,21			99,91
2a	Andezit. Ditrău-Tulgheș	53,68	17,90	2,70	5,30	0,04	3,98	9,36	2,28	1,72	0,59	0,98	0,88	0,22	—	100,37[a]
2b	Andezit. Ditrău-Tulgheș	53,80	17,98	2,72	5,31	0,20	3,76	9,40	2,34	1,67	0,45	1,04	0,82	0,16	—	100,59[b]
2c	Andezit. Ditrău-Tulgheș	53,89	18,09	2,56	5,17	0,24	3,87	8,96	2,16	1,71	0,37	1,16	0,97	0,16	—	100,1[c]
3	Andezit cu hipersten și augit. Pîrîul Secuiului, versantul estic	54,10	18,31	7,82	2,54	0,24	2,41	7,94	3,90	1,42	—	0,47	1,07	0,24	—	100,49[d]
3a	Andezit cu hornblendă verde. Pîrîul Secuiului, versantul vestic	54,67	18,52	6,36	1,75	0,42	3,70	6,90	3,06	1,07	0,24	1,20	0,97	0,14	—	100,28[e]
4	Andezit cu hornblendă verde. Pîrîul Secuiului, versantul vestic	54,74	18,66	6,83	1,73	0,19	1,66	6,76	5,14	1,33	—	1,45	0,97	0,20	—	99,66[f]
5	Andezit cu hipersten și augit. Pîrîul Secuiului, versantul estic	54,93	17,40	6,37	2,61	0,15	3,45	7,36	4,36	1,20	0,15	0,78	1,02	0,16	—	99,94
6	Andezit. Lăpușna, valea Creanga Mare	55,14	20,24	4,10	2,80	0,15	3,30	7,63	3,20	0,85	0,73	0,59	0,91	0,09	0,19	99,92
7	Andezit cu hornblendă verde. Pîrîul Secuiului, afluent estic	55,27	18,88	6,38	1,59	0,16	2,03	6,48	4,79	1,91	—	1,50	0,88	0,20	—	100,29[g]
8	Andezit cu hornblendă verde. Pîrîul Secuiului, versantul vestic	55,62	17,70	5,12	1,73	0,10	4,85	6,32	3,94	0,87	1,77	0,78	1,27	0,25	—	100,32
9	Andezit. Valea Tîrnava Mare	57,21	18,82	4,66	2,98	0,14	2,44	6,87	3,05	1,44	0,55	0,43	0,83	0,17	0,36	99,95
10	Andezit. Craterul Șumuleu	57,60	19,01	4,01	2,87	0,07	2,57	6,77	3,02	1,48	0,45	0,84	0,87	0,17	0,30	100,03
11	Andezit cu hornblendă rezorbită și piroxeni. Vîrful Bătrîna	57,70	17,04	5,71	1,45	0,09	4,25	7,00	3,55	1,36	0,23	0,81	0,51	0,30	—	100,00
11a	Andezit cu hornblendă brună. Cota 1546 versantul estic al văii Șumuleului	57,86	17,59	7,50	0,87	0,15	2,08	5,23	3,67	1,28	0,48	2,76	0,88	0,12	—	100,47
12	Andezit bazaltoid cu piroxeni și olivină. La E de vf. Bacta în regiunea cotei 1098	58,14	17,94	5,19	1,57	0,11	3,84	6,60	3,55	1,06	0,75	0,65	0,62	0,10	—	100,12
13	Andezit cu hornblendă rezorbită și piroxeni. Vîrful Bacta	58,77	16,00	6,23	1,02	0,03	4,20	7,16	3,41	1,13	0,29	0,81	0,83	0,22	0,03	100,13
14	Andezit cu hornblendă rezorbită și piroxeni. Valea Șumuleului, în crater	59,28	17,28	5,65	1,44	0,13	3,07	6,29	4,32	1,12	0,72	0,22	0,82	0,12	—	100,46
15	Andezit cu hornblendă brună. Valea Sobasei, filon	59,66	14,00	5,66	2,12	0,05	4,71	6,08	3,87	1,33	0,29	1,02	0,96	0,21	0,08	100,04
16	Andezit cu hornblendă brună. Valea Lăpușnei, nivel în complexul vulcanogen-sedimentar	60,24	17,40	5,50	0,55	0,12	2,58	6,29	3,56	1,59	0,56	1,04	0,53	0,15	—	100,11
17	Andezit cu amfiboli și augit. Topliţa	61,09	20,31	5,10	—	—	0,81	6,09	3,87	2,01	0,97		—	—	—	100,25
18	Andezit cu amfiboli. Meșterhaza Gudia	63,69	16,44	2,51	2,14	0,13	1,55	5,85	3,71	1,63	0,83	0,56	0,96	0,14	—	100,36[h]

a) 0,04% S; 0,03% BaO; 0,76% CO_2. b) 0,02% S; 0,02% BaO; 0,90% CO_2. c) 0,12% S; 0,01% BaO; 0,74% CO_2. d) +0,15% H_2O-. e) 1,20% CO_2; 0,08% S; + 0,24 % H_2O. f) + 0,96% H_2O-.g) +0,98% H_2O-; 0,22% CO_2.h) 0,22 CO_2

Analiști: E- ZAMFIRESCU, nr. 1; B. RUZITSKA, Nr. 2; V. IANOVICI, nr. 2 a — c; BL. BUDESCU, 3, ,4 5, 7, 11a, 14; AL. DĂNCIULESCU, nr. 3a; S. LUPAN, nr. 6, 9, 10; CR. POPESCU, nr. 8, 11, 13,51: A. KIZVK, nr. 12; C. VASILIU, nr. 16; K.v. JOHN, nr. 17; C. VARGA, nr. 18.

Surse: (15) Nr. 1, 2, 2a—c, 3 4, 6, 7, 9, 10, 17, 18.

Institutul Geologic al României

Andezitele cu horblendă verde rezorbită și piroxeni

Rocile de acest tip apar în legătură cu toate aparatele vulcanice principale. În părțile centrală și de S ale regiunii ele apar în deosebi în zonele interne ale craterelor, constituind pereții acestora. În partea nordică ele constituiesc largi curgeri de lave la exteriorul calderei Fîncel-Lăpușna sau în legătură cu alte aparate și stîlpii aparatelor din a doua generație vulcanică la interiorul calderei. În multe cazuri ele formează dykuri.

Considerînd rolul important pe care andezitele cu hornblendă rezorbită și hipersten îl au în alcătuirea pereților unor creste, grosimea lor poate fi apreciată, în asemenea situații, la 100—150 m.

Andezitele cu hipersten și augit

Andezitele cu hipersten și augit ocupă două suprafețe foarte întinse în partea centrală și sud-estică a munților Gurghiu. În partea centrală ele apar în jurul aparatului Seaca-Tătarca, avînd o distribuție foarte sugestivă pentru niște curgeri de lave. În partea de sud-est ele sînt produsele aparatelor Șumuleu, Ciumani și al aceluia din valea Ferăstraelor. În ambele zone ele acopăr toate celelalte tipuri de roci și în extinderea lor spre E și V ajung în contact cu depozitele complexului vulcanogen-sedimentar. Andezitele cu hipersten și augit constituiesc și cîteva dykuri în cadrul aceloraşi două mari zone menționate. Deși acoperă suprafețe foarte întinse, grosimea acestor andezite nu pare a depăși 60—80 m.

Andezitele bazaltoide cu piroxeni și olivină

Cele mai recente roci andezitice din regiune nu alcătuesc decît cîteva mici corpuri cu caracter intruziv în partea estică a regiunii, între caldera Fîncel-Lăpușna și aparatul Seaca-Tătarca.

CARACTERELE CHIMICE GENERALE ALE ROCILOR VULCANICE

Așa cum s-a arătat și cu o altă ocazie [1]), trăsăturile generale ale compoziției chimice a rocilor din munții Gurghiu corespund foarte bine — în domeniul de aciditate care le este specific — cu caracterele care au fost sesizate pentru ansamblul rocilor vulcanice neogene din R.P.R. (15); valorile parametrilor Niggli și Zavariţki

[1]) Dan Rădulescu: Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congresul al V-lea, 1961 București, II Mineralogie-Petrografie. 1963.

Institutul Geologic al României

sînt, în cele mai multe cazuri, foarte strîns grupate, fără a se înregistra anomalii. Față de lucrările anterioare, materialul analitic s-a îmbogățit în mod sensibil, concluziile generale rămînînd însă nemodificate.

Asupra celei mai mari părți din materialul analitic prezentat, informațiile noastre sînt sigure în ceea ce privește tipurile petrografice cărora le aparține; celor nouă analize noi pe care le prezentăm acum li se adaugă trei analize deja publicate (15) executate din material examinat de noi din punct de vedere petrografic. Pe baza localizării lor și a cunoștințelor noastre asupra distribuției tipurilor de roci în regiune, pentru 6 din celelalte 7 analize preluate din literatură tipul petrografic poate fi dedus cu suficientă siguranță; pentru o singură analiză (Nr. 9) situația rămîne neclară.

Din punct de vedere al conținutului de SiO_2 trebuie remarcat domeniul foarte larg în care se plasează rocile; caracterul andezitic comun nu le împiedecă să prezinte o variație de peste 11% în participarea acestui component. Tipurile petrografice de andezite se conturează însă destul de bine din acest punct de vedere ca și în ceea ce privește compoziția lor chimică de ansamblu.

TABELUL 2

Valorile parametrilor Niggli

Nr.	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	π	γ	Q	M	L	α
1	142	27	38	25	10	.02	.40	.45	.18	34,9	25,7	39,4	1,01
2	144	30	36	24	10	.18	.39	.50	.10	37	20,8	42,2	1,28
3	152	30	33	24	13	.19	.30	.39	.17	35,5	20,7	43,8	0,91
4	166	33	28	22	17	.12	.27	.32	.15	36,3	16,1	47,6	0,85
5	167	31	30	24	15	.15	.26	.34	.19	37,2	18,8	44,0	3,59
6	161	35	30,5	24	10,5	.15	.47	.52	.00	40,5	15,9	43,6	3,43
7	166	33,5	28	21	17,5	.20	.32	.31	.15	35,9	16,1	48	0,73
8	163	30	37	20	13	.13	.57	.39	.02	36	19,8	42,2	1,49
9	179	35	30	23	12	.24	.37	.47	.00	42,6	15,1	42,3	2,86
10	183	36	29	23	12	.24	.41	.47	.00	43	14,7	42,3	3,02
11	169	29	35	22	14	.30	.53	.32	.16	37,9	20,8	41,3	1,49
12	173	31,5	35	21	12,5	.17	.50	.43	.05	40,8	17,8	41,4	2,22
13	178	29	36	23	12	.17	.52	.40	.13	41,4	20,5	38,1	2,34
14	186	32	32	21	15	.14	.45	.34	.11	40,9	16,8	42,3	2,26
15	175	24	38	19	19	.23	.53	.35	.24	35,1	25,0	39,9	1,00
16	200	34	29	22	15	.22	.41	.38	.06	44,2	14,0	41,8	3,50
17	214	42	18	23	17	.25	.23	.59	.00	45,8	7,7	46,5	5,71
18	240	36,5	22,5	23,5	17,5	.23	.38	.35	.17	48,3	10,8	40,9	5,84
A[a]	177	29	35	20,5	15,5	.30	.56						
B[b]	122	21	50,5	18,5	10	.26	.48						

a) Andezit cu hipersten și olivină (15) b) Andezit bazaltic (15)

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Valorile parametrilor Zavariţki

Nr.	*a*	*c*	*b*	*s*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*
1	9	7,3	20,3	63,4	—	49	32,8	18,2	83,2
2	8,8	9	17,8	64,4	—	55	35,4	9,4	82
3	11,1	7,2	16,7	65	—	57,7	25,1	17,2	80,8
4	13,6	6,4	13,3	66,7	—	60,9	22,3	16,8	88,3
5	12	6	15	67	—	57	20	21	85
6	8,6	12,6	12,6	66,2	2,3	51,7	46	—	85,8
7	14	6,3	13	66,7	—	57,7	26,9	15,4	79,5
8	10	7	16	67	—	40	54	5	86
9	9,4	8,8	11,8	70	—	62,2	36,9	0,9	76
10	9,4	8,7	11,5	70,4	2,5	57,6	39,9	—	75,2
11	11	6	17	66	—	38	43	19	69
12	10	7	15	68	—	47	47	5	166
13	9	6	17	68	—	39	44	16	82
14	11	6	14	69	—	47	40	12	85
15	14	2	19	65	—	34	39	26	76
16	11	7	11	71	—	49	40	10	77
17	11,9	7,9	7	73,2	14,3	65,3	20,4	—	74,7
18	10,8	5,9	8,3	75	—	51,5	32,1	16,4	72,3

Asupra produselor vechi ale activităţii vulcanice nu se pot face decît prea puţine consideraţii; ele sînt reprezentate prin patru analize (Nr. 2, 16, 17, 18) ale căror rezultate sugerează, pentru acele momente de desfăşurare a activităţii, o variaţie destul de largă a chimismului rocilor. Faptul însă că în cadrul acestora nu se poate stabili o succesiune, împiedecă înţelegerea modului de desfăşurare a fenomenului; de altfel, este foarte probabil — aşa cum se va vedea mai departe — că cele patru roci analizate nu aparţin unei singure faze de activitate magmatică, ceea ce restrînge şi mai mult posibilitatea de interpretare.

În cadrul ultimei etape a activităţii vulcanice din munţii Gurghiu se constată o uşoară scădere progresivă a aciditătii produselor. Succesiunea andezite cu hornblendă verde + andezite cu hornblendă brună — andezite cu hornblendă rezorbită şi piroxeni — andezite cu hipersten şi augit se regăseşte în bună măsură în variaţia conţinutului de SiO_2 şi a valorii parametrului *si*.

Cele trei tipuri de andezite conţinînd hornblendă se grupează foarte strîns în diagramele de variaţie ale parametrilor Niggli (fig. 2, 3). Faptul că două dintre ele sînt produse simultane ale activităţii magmatice şi că al treilea (cu hornblendă rezorbită şi piroxeni) derivă prin foarte uşoare modificări din ele apare foarte clar. Andezitele cu hornblendă rezorbită şi piroxeni sînt ceva mai bogate în silice decît

Institutul Geologic al României

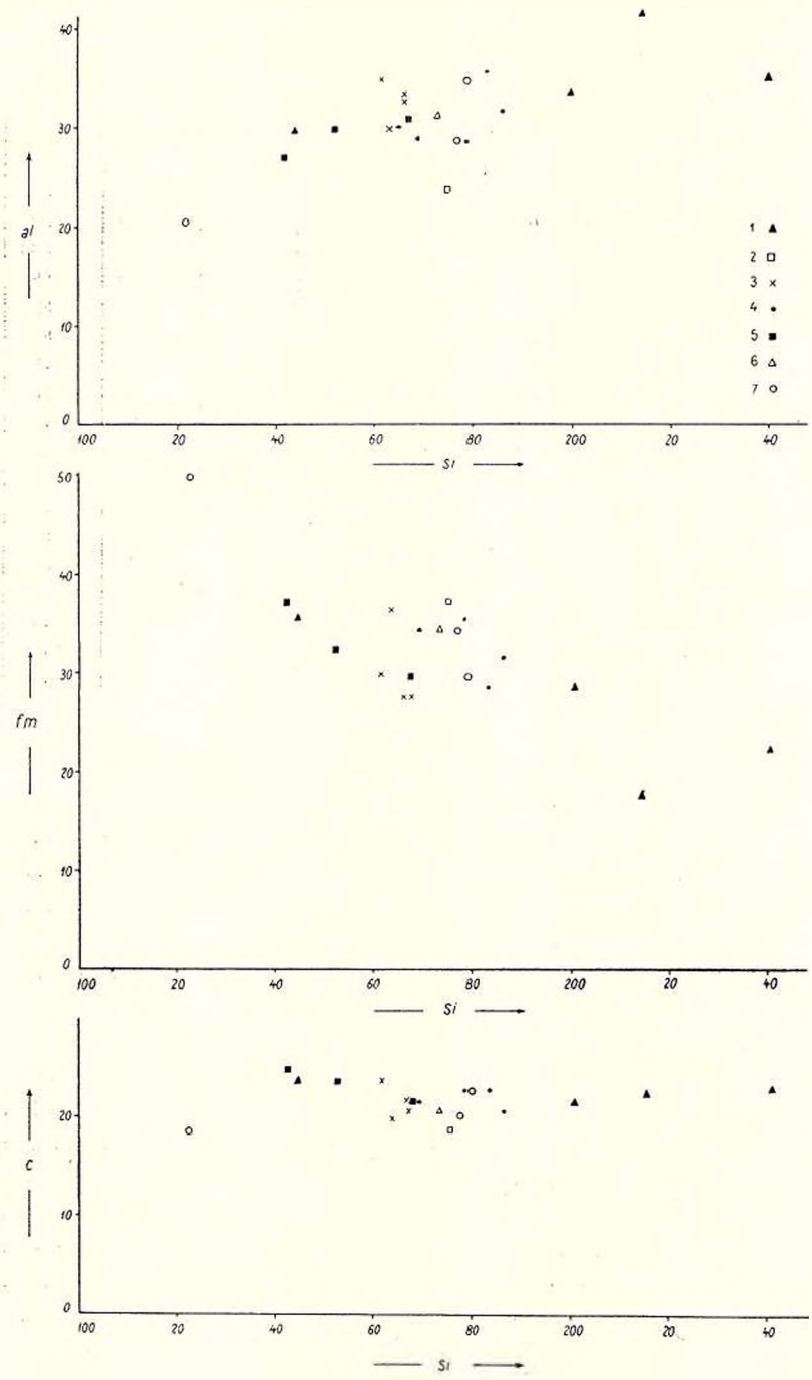


Fig. 2. — Diagrame de variație ale parametrilor Niggli

1, andezite cu amfiboli ± piroxeni (în complexul vulcanogen-sedimentar); 2, andezite cu hornblendă verde; 3, andezite cu hornblendă brună; 4, andezite cu hornblendă rezorbită și piroxeni; 5, andezite cu hipersten și augit; 6, andezit bazaltoid cu piroxeni și olivină; 7, andezite de tip petrografic incert.

Institutul Geologic al României

cele cu hornblendă verde și cele cu hornblendă brună; aceasta nu contravine însă sensului general al evoluției, deja menționat, deoarece formarea acestui tip de rocă nu reprezintă încă intrarea pe linia de evoluție a magmei, ci numai o stare de „neliniște" care precede procesul de diferențiere. De altfel, diferența dintre valorile

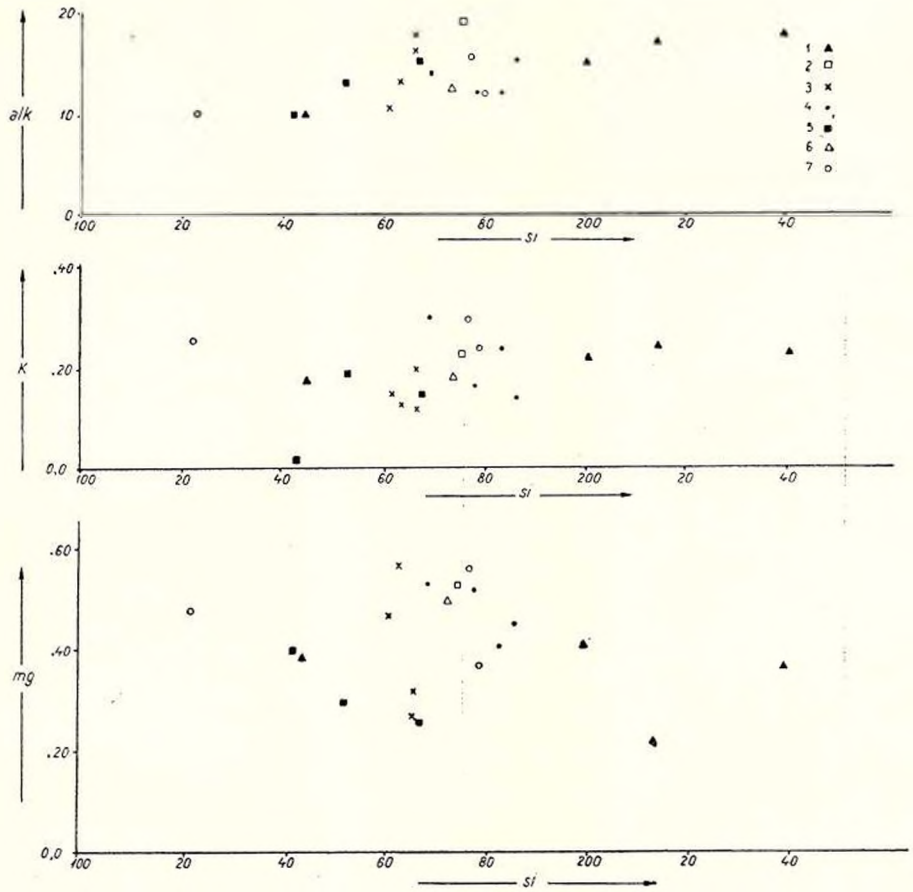


Fig. 3. Diagrame de variație ale parametrilor Niggli.
1, andezite cu amfiboli ± piroxeni (în complexul vulcanogen-sedimentar); 2, andezite cu hornblendă verde; 3, andezite cu hornblendă brună; 4, andezite cu hornblendă rezorbită și piroxeni; 5, andezite cu hipersten și augit; 6, andezit bazaltoid cu piroxeni și olivină; 7, andezite de tip petrografic incert.

medii ale parametrului *si* pentru andezitele cu hornblendă verde și cele cu hornblendă rezorbită și piroxeni este de numai cca 10 unități, ceeace nu are, bineînțeles, înțelesul unei diferențieri. Pentru valorile celorlalți parametri nu se constată variații semnificative nici măcar în intervalul de 25 unități *si* care reprezintă diferența maximă

Institutul Geologic al României

între andezitele cu hornblendă verde și cele cu hornblendă rezorbită și piroxeni (a se vedea diagramele de variație ale parametrilor *al*, *c*, *alk*, *k*). Numai în cazul parametrilor *fm* și *mg* valorile prezintă o variație foarte largă și ezitantă, situație care ar putea fi pusă, eventual, în legătură cu observațiile deja făcute asupra unor anomalii ale participării elementelor feromagneziene în rocile cu aciditate intermediară din țara noastră (15).

În diagrama parametrilor Zavariţki (fig. 4) analizele se plasează în domeniul caracteristic andezitelor, dar prin unele dintre rocile mai vechi se face trecerea spre

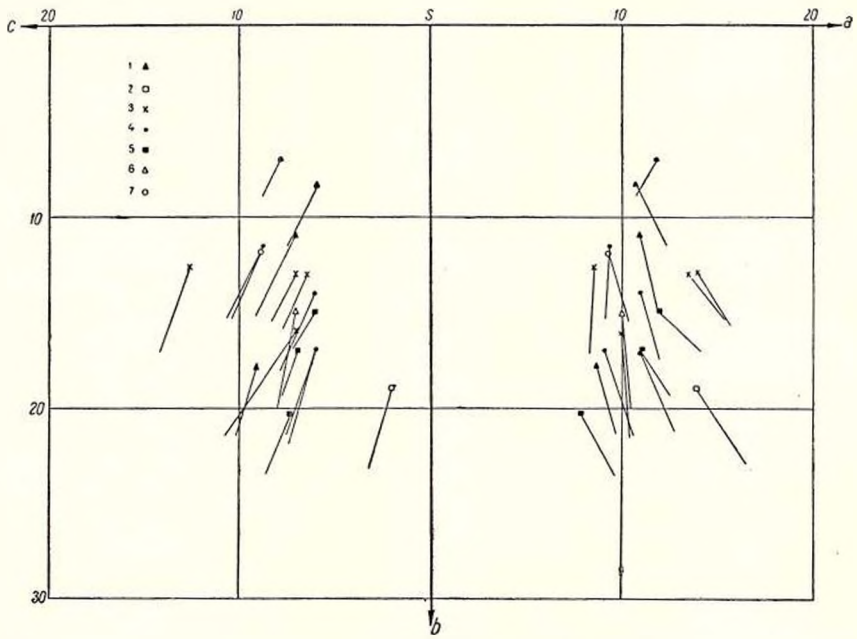


Fig. 4. — Diagrama parametrilor Zavariţki

1, andezite cu amfiboli± piroxeni (în complexul vulcanogen-sedimentar); 2, andezite cu hornblendă verde; 3, andezite cu hornblendă brună; 4, andezite cu hornblendă rezorbită și piroxeni; 5, andezite cu hipersten și augit; 6, andezit bazaltoid cu piroxeni și olivină; 7, andezitele de tip petrografic incert.

domenii mai acide după cum prin andezitele cu hipersten și augit se face trecerea spre acelea mai bazice. Numai trei roci sînt suprasaturate în Al_2O_3; raportul Na_2O: K_2O este normal pentru toate rocile.

Vectorii reprezentativi ai produselor vulcanice vechi se dispun cu multă regularitate, lăsînd deschisă posibilitatea apartenenței rocilor la o aceeași fază de activitate.

Spre deosebire de diagramele parametrilor Niggli, în diagrama parametrilor Zavariţki andezitele cu hornblendă verde și cele cu hornblendă rezorbită și piroxeni

Institutul Geologic al României

au o dispoziție care arată ceva mai clar schimbarea de compoziție chimică a magmei, începerea evoluției acesteia; cele 3 grupe de roci — andezite cu hornblendă verde, cu hornblendă rezorbită și piroxeni, cu hipersten și augit — se seriază în mod mulțumitor; este bine vizibil faptul că succesiunii lor în timp îi corespunde o modificare progresivă a compoziției chimice. Andezitele cu hipersten și augit constituiesc o serie de roci foarte bine individualizată. Andezitul cu hornblendă brună are o poziție aberantă, mult distanțată față de aceea a andezitelor cu hornblendă verde.

Andezitul bazaltoid cu piroxeni și olivină se dovedește, în toate diagramele, a nu fi un produs mai bazic decît toate rocile anterioare, ci a fi numai o individualizare mineralogică și structurală cu caracter bazaltoid dintr-o magmă cu compoziție chimică intermediară.

Examinarea trăsăturilor generale ale compoziției chimice a rocilor vulcanice confirmă o serie de informații de ordin petrografic și de ordin structural contribuind, în deosebi, la stabilirea succesiunii rocilor; pe de altă parte, ea permite înțelegerea modului de evoluție a chimismului magmelor.

STRUCTURA GEOLOGICĂ

În alcătuirea geologică a regiunii se pot separa trei unități majore suprapuse: suprastructurile aparatelor vulcanice recente, complexul vulcanogen-sedimentar și fundamentul (fig. 5).

UNITATEA STRUCTURALĂ INFERIOARĂ

Problema fundamentului peste care se așternd produsele vulcanice în munții Gurghiu, nu poate fi separată de aceea a fundamentului întregului lanț Călimani—Gurghiu—Hărghita; unul dintre noi a examinat cu altă ocazie aceste aspecte generale ale problemei (16). Principial există două posibilități în ceea ce privește fundamentul regiunii: continuarea Cristalinului dinspre E spre W sau a depozitelor bazinului Transilvaniei dinspre W spre E. Informațiile pe care le furnizează cercetarea terenului sînt, ca în întreg lanțul vulcanic, destul de reduse în această privință.

Rocile metamorfice din zona axială a Carpaților orientali apar pînă în imediata vecinătate a lanțului vulcanic; ele se găsesc chiar în albia Mureșului la Sărmaș și înaintează, de asemeni, spre W în vecinătatea extremității nordice a munților Gurghiu. Nu avem impresia însă, că aceste fapte indică înaintarea Cristalinului spre W la un nivel care să permită suprapunerea directă a rocilor vulcanice peste el; apariția de la Sărmaș, nu poate fi decît o proeminență a zonei cristaline care se afundă foarte repede spre W.

Dimpotrivă, toate informațiile asupra rocilor sedimentare contribuie la a sugera înaintarea lor accentuată spre E. Pe toată marginea vestică a munților Gurghiu rocile vulcanice se așază peste depozitele neogene; această situație se menține și

Institutul Geologic al României

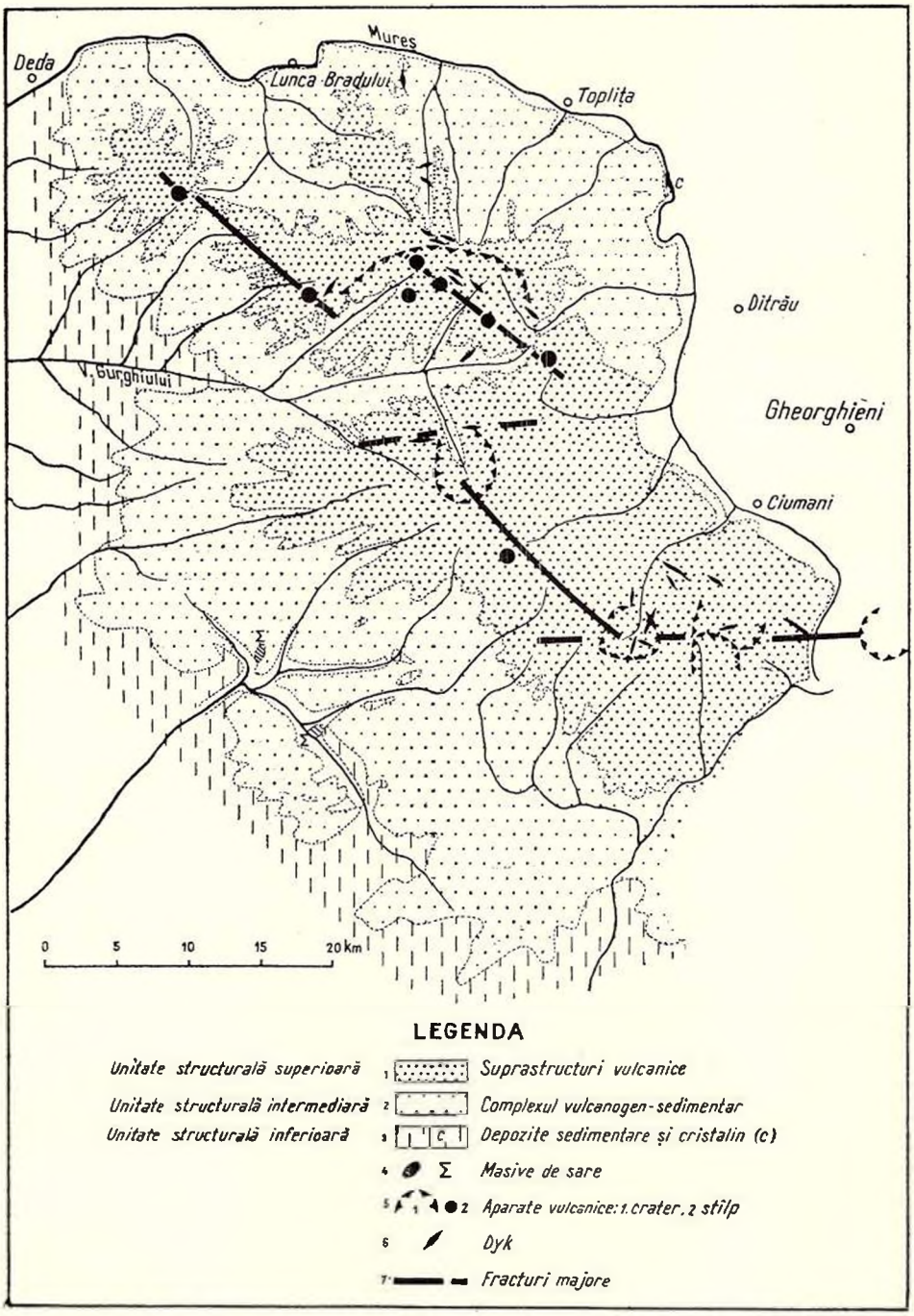


Fig. 5. — Schița structurală a munților Gurghiu.

Institutul Geologic al României

mult spre zona centrală a munților pe valea Gurghiului, unde ivirile de roci sedimentare sînt abundente.

În zona axială a munților Gurghiu, pe valea Meșterhaza sînt cunoscute depozite de vîrstă miocenă care apar de sub masa de roci eruptive, în fereastră.

În partea sudică a munților Călimani, pe valea Zebracului, a fost executat în ultima vreme un foraj de adîncime. Pe valea Zebracului apar roci sedimentare atît miocene, comparabile cu cele de pe valea Meșterhaza, cît și mai vechi, oligocene probabil. Străbătînd depozitele miocene și cele presupuse oligocene, forajul a demonstrat existența formațiunilor sedimentare pînă la adîncimea de 1530 m cînd au fost întîlnite roci metamorfice. Rezultatele forajului sînt foarte interesante, concludente am spune, pentru natura fundamentului lanțului eruptiv.

Prezența rocilor sedimentare, neogene și foarte probabil paleogene [1]) pe grosimi apreciabile în regiunea văii Meșterhaza demonstrează faptul că depozitele bazinului Transilvaniei se întind pe sub Lanțul Eruptiv pe cea mai mare parte a lărgimii lui. Ele se așternpeste Cristalin dar acesta se afundă foarte repede spre W; în acest sens pledează atît grosimea depozitelor sedimentare constatată în valea Zebracului cît și faptul că rare fragmente de roci cristaline apar numai în depozitele complexului vulcanogen-sedimentar și niciodată în rocile piroclastice mai recente.

După cum s-a constatat, cu cît se înaintează către E, spre marginea bazinului Transilvaniei, apar roci sedimentare din ce în ce mai vechi: pliocene pe marginea vestică a masivului, miocene în zona lui axială și tot aici, în profunzime, roci probabil paleogene. Se poate presupune, pe baza acestor date, că dacă s-ar îndepărta masa de roci eruptive de deasupra, ne-am găsi în fața aceleași situații ca în alte regiuni ale marginii bazinului: apariția depozitelor mai vechi spre periferie.

Depozitele sedimentare ale Bazinului Gheorghienilor sînt, probabil, de vîrstă foarte recentă; ele se îndințează, poate, într-o oarecare măsură cu produsele vulcanice de pe marginea de est a regiunii, fără a putea intra în alcătuirea fundamentului.

UNITATEA STRUCTURALĂ INTERMEDIARĂ

Complexul vulcanogen-sedimentar reprezintă unitatea intermediară a structurii munților Gurghiu; el este mărturia unei activități vulcanice mai vechi, separată de cea recentă printr-o fază de eroziune.

Forma acestei unități structurale poate fi asimilată cu aceea a unei plăci așezate peste fundamentul sedimentar, ceva mai bine individualizată spre W, mai puțin evidentă spre E. Principalele complicații ale acestei forme — exceptînd, bine înțeles, pe cele care se datoresc eroziunii — privesc zona centrală, străbătută de canalele

[1]) Examenul micropaleontologic al materialului din foraj n-a dat rezultate concludente; în timp ce unele determinări arată prezența oligocenului (cu limita miocen-oligocen la 1334 m adîncime) altele infirmă existența acestuia.

Institutul Geologic al României

de alimentare ale aparatelor. Această unitate este rezultatul conlucrării agenților endogeni și a celor exogeni; dacă nivelul inferior este rezultatul acțiunii constructive a proceselor vulcanice, cel intermediar și într-o oarecare măsură cel superior sînt rezultatul acumulării materialului transportat de ape la suprafața solului.

Nivelul inferior al complexului, reprezintă produsele piroclastice ale unei activități vulcanice vechi; el poate fi considerat a reprezenta partea bazală, neatinsă, a formațiunilor care au fost apoi supuse agenților exogeni.

Nivelul intermediar reprezintă, practic, un moment de întrerupere a activității; produsele piroclastice participă în măsură foarte mică la alcătuirea depozitelor.

Partea superioară a ultimului nivel a fost modelată de eroziune; depozitele detritice nu sînt însă abundente. Aspectele generale pe care le prezintă nivelul superior arată că produsele sale piroclastice nu pot fi încadrate în activitatea vulcanică ce a dat naștere unității structurale superioare; ele continuă să reprezinte o etapă de activitate vulcanică asupra căreia nu avem decît prea puține informații.

UNITATEA STRUCTURALĂ SUPERIOARĂ

Unitatea structurală superioară este constituită din suprastructurile celor mai recente aparate vulcanice; ea este, practic, singura asupra căreia se pot face observații detaliate și din acest motiv, gradul de cunoaștere geologică este pentru ea, mult superior față de celelalte.

Aparatele vulcanice din munții Gurghiu sînt de tip strato-vulcanic; ele sînt destul de apropiate în spațiu pentru ca produsele lor să vină în contact unele cu celelalte, să se întrepătrundă. În mare privite lucrurile, unitatea structurală superioară poate fi considerată ca fiind o alternanță de lave și produse piroclastice, în care canalele de alimentare ale vulcanilor și dykurilor reprezintă principalele perturbări.

Este dificil să se aprecieze grosimea totală a produselor vulcanice. Principalul impediment constă în lipsa de informații asupra aspectului suprafeței superioare a complexului vulcanogen-sedimentar în momentul în care a început această etapă a desfășurării proceselor vulcanice. Dacă în părțile periferice ale regiunii se găsesc astăzi depozite cu caracter detritic constituite din fragmente de roci vulcanice, aceasta se întîmplă însă pentrucă undeva, în partea centrală a regiunii, au existat proeminențe ale reliefului — vechile aparate vulcanice — care au furnizat un asemenea material. Deși o bună parte din depozitele unității structurale inferioare au fost descrise ca reprezentînd produse sedimentare, noi nu ne imaginăm, bineînțeles, pentru nici un moment al istoriei geologice a regiunii (în etapa la care ne referim) o totală submersie a zonei ocupate astăzi de munții Gurghiu.

Este îndoielnic că eroziunea a reușit să distrugă complet vechile aparate; și este, dimpotrivă, foarte probabil că emisiunea lavelor s-a produs și în ultima etapă a vulcanismului, cam în aceleași puncte ca și în etapa anterioară. De altfel, faptul

Institutul Geologic al României

că în partea superioară a complexului vulcanogen-sedimentar domină nu produsele detritice ci cele piroclastice pledează în același sens.

În ceea ce privește aparatele vulcanice propriu zise s-a menționat deja că ele se găsesc într-o bună stare de conservare; canalele lor de alimentare rămîn totdeauna în profunzime. Numai în craterul Șumuleu, canalul a putut fi în mod direct recunoscut prin aflorimente. La o serie de alte aparate, așa ca cele din a doua generație în caldera Fîncel-Lăpușna, el constituie proeminențe ale reliefului. În cele mai multe cazuri canalele de alimentare sînt constituite din roci masive, rezultat al consolidării mai mult sau mai puțin rapide a magmei. Singura indicație precisă asupra existenței unei brecii în canalul de alimentare al unui aparat se găsește în Dealul Zespezele. Așa cum sugerează rezultatele forajelor de mică adîncime executate în craterul Seaca-Tătarca și aici ar exista o brecie de explozie.

Aparatele sînt constituite dintr-o alternanță de lave și piroclastite, vizibile uneori foarte bine în partea interioară a pereților craterului; realitatea acestei alternanțe a fost verificată și cu ajutorul unor foraje executate pe pantele exterioare ale aparatului Seaca-Tătarca. Atît în zonele periferice cît și în partea centrală a regiunii se găsesc numeroase dyke-uri; existența lor este, uneori, bine marcată în morfologie, dar alteori numai caracterele de structură și textură ale rocilor au permis identificarea. Ele apar atît în interiorul sau imediata vecinătate a craterelor, contribuind astfel la crearea structurii însăși a aparatelor vulcanice, cît și cu o vădită independență față de acestea. Lungimea lor poate atinge 2000 m, în timp ce lățimea rămîne totdeauna modestă. Cazul cel mai interesant de apariție în morfologie se găsește în zona vîrfului cu cota 1546 din versantul estic al văii Șumuleui; aici s-au păstrat ca pereți verticali paraleli zonele de brecifiere a rocilor înconjurătoare în momentul pătrunderii magmelor, în timp ce dykul însăși apare ca depresiune.

În dispoziția dyke-urilor se constată o evidentă regularitate care trădează orientarea liniilor de minimă rezistență de-a lungul cărora s-a produs insinuarea magmelor către suprafață, chiar în momente foarte tîrzii.

În munții Gurghiu sînt cunoscute caldera Fîncel-Lăpușna, aparatele Seaca-Tătarca, Șumuleu și îngemănarea a două aparate în zona vîrfului Ciumani; la toate acestea poate fi recunoscută zona depresionară centrală. Lor li se adaugă cîteva canale de alimentare, resturi ale unor aparate vechi. Descrierea unora dintre aceste aparate vulcanice a constituit obiectul cîtorva din lucrările noastre anterioare (17, 18).

Aparatul Seaca-Tătarca. Acest aparat oferă foarte bune condiții pentru observarea structurii stratovulcanice (fig. 6). În partea interioară a pereților craterului, poate fi urmărită alternarea lavelor și depozitelor piroclastice; deschiderea craterului de către pîrîul Secuiului a alterat într-o oarecare măsură aspectul simetric al desvoltării formațiunilor, permițînd însă o și mai ușoară sesizare a structurii. În craterul Seaca-Tătarca, prezența canalului de alimentare nu poate fi sesizată datorită

Institutul Geologic al României

umpluturii de material recent; determinările gravimetrice sugerează o dispoziție oarecum excentrică a acestuia, o ușoară deplasare către N.

În aparatul Seaca-Tătarca au fost executate mai multe foraje de mică adîncime. Pe lîngă confirmarea existenței dykului dintre valea Tătarca și pîrîul Secuiului, rezultatele lor au demonstrat existența unei brecii în coșul vulcanic; acesta se găsește,

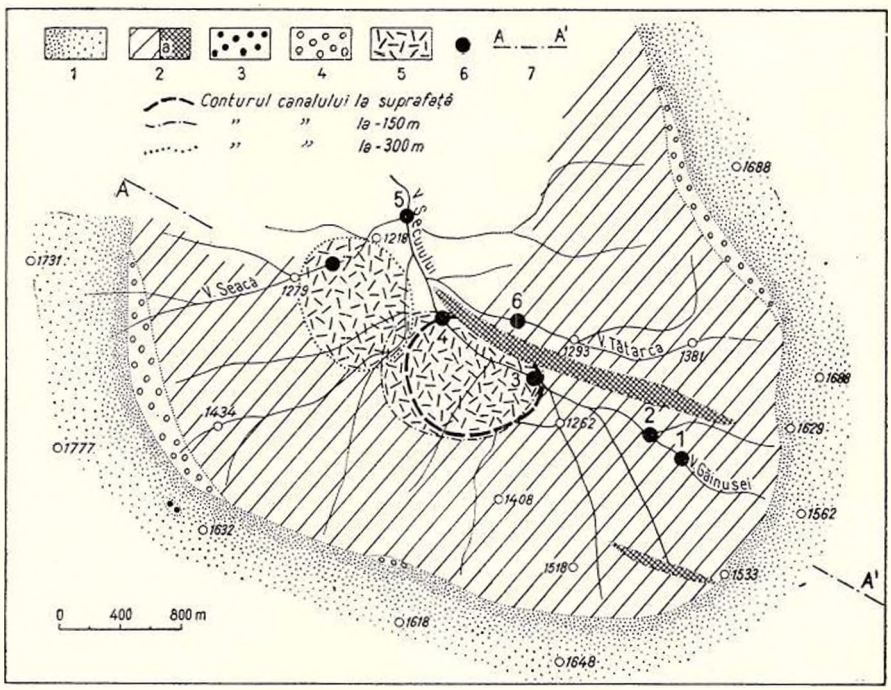


Fig. 6. — Structura craterului Seaca—Tătarca.

1, andezite cu hipersten și augit; 2, andezite cu hornblendă rezorbită și piroxeni; a, holocristalin. 3, piroclastite superioare; 4, piroclastite intermediare; 5, brecii de coș; 6, foraje; 7, direcție de profil.

în realitate, deplasat spre S și W între pîrîul Secuiului și valea Seacă dar puternic înclinat spre SE (fig. 7). În zona centrală a craterului, la confluența pîrîului Secuiului cu valea Seacă, piroclastitele inferioare se găsesc la mică adîncime sub suprafața solului. Exteriorul aparatului vulcanic nu prezintă nici o complicație, fiind alcătuit numai din andezite piroxenice. La o schimbare a unghiului de pantă, de sub ele apar piroclastitele intermediare.

Aparatul Șumuleu. Interiorul craterului este în întregime ocupat de andezitele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni, care se continuă și în afara sa, în lungul văii Șumuleului. Din creastă spre exterior se desvoltă lavele andezitelor cu augit și hipersten; chiar în creastă însă, se găsesc două mici zone în care apar andezite cu hornblendă brună, resturi ale produselor mai vechi ale aparatului. Spre deosebire

Institutul Geologic al României

de alte aparate, aici este vizibil însă canalul de alimentare; rocile holocristaline care îl alcătuiesc afloreză în chiar zona centrală a depresiunii.

În zona vîrfului Ciumani se găsesc două cratere sudate pe o bună parte din conturul lor; ele ocupă bazinele de recepție ale văilor Sobasei și Fierăstraelor.

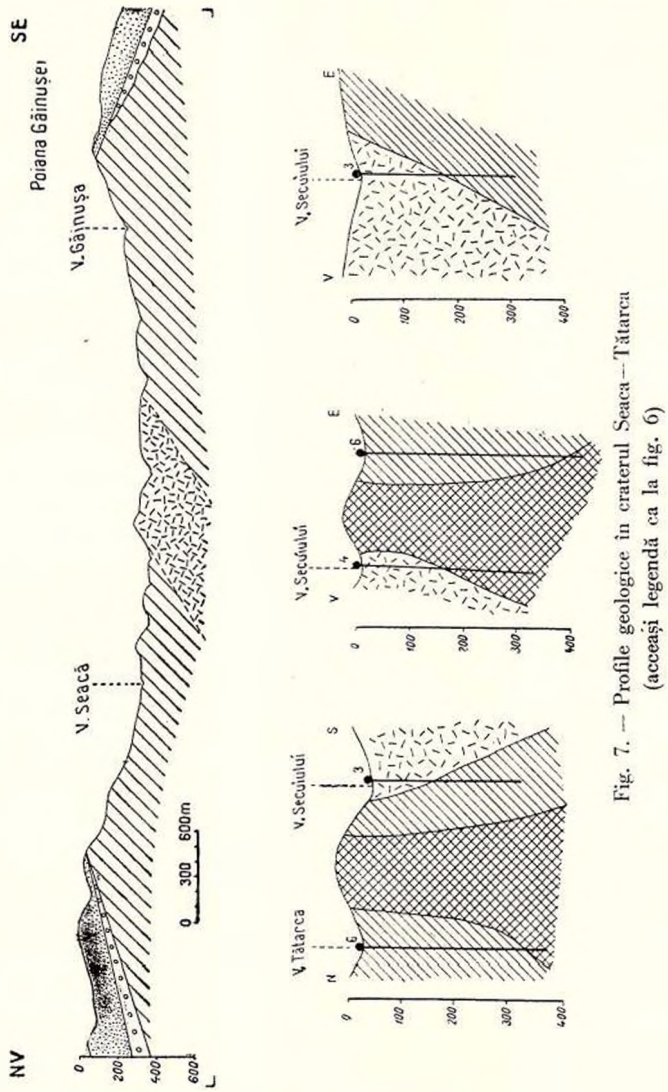


Fig. 7. — Profile geologice în craterul Seaca—Tătarca (aceeași legendă ca la fig. 6)

Aparatul Ciumani. În alcătuirea acestui aparat, deschis spre S prin valea Sobasei, nu se văd decît andezite cu augit și hipersten ceea ce arată stadiul foarte puțin avansat al eroziunii aici. Deosebit de interesant este faptul că la acest aparat sînt cel mai

Institutul Geologic al României

bine desvoltate piroclastitele superioare; ele constituie un orizont subțire, foarte bogat în limonit, care apare pe suprafața interioară a pereților craterului. Poziția canalului de alimentare este marcată printr-o zonă de caolinizare fără conture bine delimitate.

Aparatul din Valea Fierăstraelor. Acest aparat este mult mai puternic erodat; partea sa nordică este complet distrusă și ca atare sînt vizibile atît andezitele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni cît și cele cu hornblendă brună. Piroclastitele intermediare și, probabil, inferioare, apar și ele. Ca și în aparatul Ciumani, există o zonă de intensă caolinizare, aici cu oarecari mineralizări, care au fost cercetate prin galerii; judecînd după poziția complet excentrică, ea nu mai corespunde, probabil, în mod exact canalului de alimentare.

Caldera Fîncel-Lăpușna. Caldera Fîncel-Lăpușna reprezintă elementul structural cel mai important din munții Gurghiu. În alcătuirea sa nu intră decît produsele anterioare andezitelor cu augit și hipersten. În partea nordică, atît spre interior cît și spre exterior, poate fi urmărită foarte bine poziția relativă a andezitelor cu hornblendă verde, cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni, a piroclastitelor inferioare și intermediare. Caldera nu a fost probabil niciodată închisă spre S și acestui fapt i se datorește eroziunea intensă desfășurată aici. Fundamentul constituit din depozitele complexului vulcanogen-sedimentar a fost dezvelit pînă în zona centrală a calderei; la izvoarele văii Gurghiului, depozitele din partea de vest a masivului — vizibile în tot lungul acestei văi — se unesc aproape cu cele din partea lui estică, dovedind realitatea unității structurale intermediare și regularitatea suprafeței sale superioare; între pîraele Creanga albă și Șineu, doar un acoperiș de cca 2 km lărgime separă partea estică de cea vestică a complexului vulcanogen-sedimentar. Andezitele cu hornblendă verde și cele cu hornblendă brună ocupă întreaga suprafață a interiorului calderei. Străpungînd aceste roci, produsele celei de-a doua generații vulcanice, sînt foarte bine exprimate în relief. Dealul Crucii, Dealul Bîtca Plumbului, regiunea Poienii Zimbroiului reprezintă aparate desvoltate după formarea marii depresiuni. Ele sînt constituite din andezite cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni.

Formarea calderei Fîncel-Lăpușna, este rezultatul unei explozii urmată, probabil, de o scufundare. Existența momentului exploziv este indicată de prezența orizontului piroclastitelor intermediare în tot lungul crestei calderei; deși foarte puternică, explozia n-a fost însă bogată în produse piroclastice așa cum arată dezvoltarea în grosime a orizontului menționat. Apariția la același nivel a andezitelor cu hornblendă verde și a celor cu hornblendă brună sau chiar o poziție superioară a acestora din urmă, sugerează o compartimentare și scufundare a interiorului calderei.

Aparatele vulcanice din a doua generație, se dispun după o linie NW—SE; aceasta apare și mai evidentă dacă în ea se încadrează și vîrful Bacta, care se găsește însă în afara limitelor calderei. Este probabil că rezultatul exploziei și scufundării a fost apariția acestei linii de minimă rezistență în lungul căreia au pătruns din nou

Institutul Geologic al României

spre suprafață magmele. Cele două aparate din partea sudică — Dealul Crucii și vîrful Bacta — au caracter intruziv; apropierea de formele de manifestare ale aparatului Montagne Pelée în 1908 este sugerată atît de aspectele morfologice cît și de completa absență a lavelor. Aparatele din partea nordică par, dimpotrivă, a fi eliberat oarecari cantități de lave care s-au revărsat peste creasta calderei spre N și NE.

În afară de aparatele descrise, în munții Gurghiu se găsesc și cîteva aparate la care, din diverse motive, depresiunea craterului nu se păstrează.

Între aparatele Seaca-Tătarca și Șumuleu se găsește vîrful Borzont constituit din andezite cu hornblendă brună; el reprezintă, probabil, canalul de alimentare al unui aparat mai vechi, care și-a încetat activitatea imediat după apariția andezitelor cu hornblendă brună și a fost apoi supus eroziunii.

Vîrfurile Seleșel și Gioriţa din partea nordică a munților Gurghiu reprezintă alte două canale de alimentare; este greu de spus dacă aici au existat vreodată cratere cu depresiuni bine individualizate sau emisiunea lavelor s-a produs fără crearea unor astfel de forme. Acceptarea existenței acestor două aparate este necesară pentru explicarea modului de dezvoltare a andezitelor cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni în aceste regiuni. Caracterele petrografice ale rocilor din zona celor două vîrfuri corespunde acestei presupuneri.

Dealul Zespezele reprezintă un punct de manifestare a activității vulcanice în extremitatea nordică a munților Gurghiu. Este greu de spus cît de amplă a fost activitatea vulcanică aici, dacă ea a dat naștere și unor alte roci în afara andezitelor cu augit și hipersten care constituie dealul. Deosebit de interesant în acest punct este prezența unei coloane de brecie; ea reprezintă, pe lîngă existența piroclastitelor superioare, o nouă indicație asupra existenței unor aspecte explozive în momentele de emisiune a lavelor andezitelor cu augit și hipersten. Punînd în legătură brecia de explozie cu procesul de primă individualizare a unui centru vulcanic, sîntem înclinați să presupunem că abia în aceste momente tîrzii ale desfășurării activității vulcanice s-a format aparatul din Dealul Zespezele și că deci lui nu i se pot atribui decît andezitele de augit și hipersten din această zonă.

Însfîrșit, la exteriorul calderei Fîncel-Lăpușna, zonele cotelor 1226 și 1232 dintre valea Șineului și Vf. Bacta sînt constituite din andezite bazaltoide cu olivină; ele reprezintă puncte de emisiune a lavelor în momentele de încheiere a întregii activități vulcanice.

TECTONICA

În discutarea elementelor de tectonică ale regiunii trebuie separate două etape: *a)* înaintea începerii activității vulcanice și *b)* în cursul și după încetarea ei. În realitate însă, este foarte probabil că toate elementele structurii tectonice s-au născut, cel putin în stare potențială, încă din primele momente și că tot ceea ce a apărut

Institutul Geologic al României

după instalarea activității vulcanice aici nu reprezintă decît o activare a unor elemente « preformate ».

Munții Gurghiu se încadrează în marea zonă de vulcanism neogen subsecvent din lungul Carpaților orientali. Apariția acesteia este rezultatul întregii evoluții geologice a regiunii geosinclinale; cu toate acestea, au fost făcute încercări de a încadra această zonă și în elemente structurale independente de geosinclinalul carpatic (21). Nu este însă intenția noastră să abordăm problema pe un plan atît de general ci ne vom mărgini numai la unele detalii care pot fi sesizate și examinate în regiune.

În mod obișnuit, se vorbește despre o «fractură majoră» în lungul Carpaților orientali, care a permis ascensiunea magmelor către suprafață. Este destul de greu să ne imaginăm însă existența unei singure mari asemenea linii și, de altfel, există numeroase indicații care fac necesară acceptarea unei situații mai complexe. În momentele mai recente ale evoluției geologice a regiunii carpatice, în vestul zonei axiale constituite din roci cristaline și mezozoice a Carpaților orientali a apărut o zonă de minimă rezistență orientată N — SE. În cadrul acesteia s-au individualizat mai multe sisteme de dislocații care au funcționat apoi în moduri deosebite. Aceste dislocații n-au fost niciodată deschise în așa fel ca magmele să se poată revărsa spre suprafață pe toată lungimea lor; numai în unele puncte din lungul lor magmele au putut înainta spre suprafață creind aparate vulcanice.

Cel mai important sistem de dislocații este acela orientat N — SE; el este constituit din dislocații paralele, cu dezvoltarea în lungime variabilă. Nu avem impresia că se poate vorbi de o asemenea « linie » care să aibă o lungime mai mare de cca 15 km. Nu se cunosc cazuri în care mai multe aparate să fie perfect aliniate pe o distanță mai mare; dacă totuși există asemenea situații, nu sînt elemente care să demonstreze continuitatea liniei de dislocație. Aparatele vulcanice Șumuleu, Borzont și Seaca-Tătarca sînt dispuse rectiliniu în direcția N — SE; distanța dintre centrele craterelor de la Șumuleu și Seaca-Tătarca nu depășește 15 km. Ne găsim aici în fața unei linii de dislocație foarte bine individualizată. Ea n-a funcționat însă pe toată lungimea ei de la începutul și pînă la sfîrșitul activității vulcanice ci, în foarte scurtă vreme, partea sa centrală s-a cicatrizat prin produsele aparatului Borzont, care și-a încheiat activitatea după eliberarea lavelor andezitelor cu hornblendă brună; numai centrele de erupție din extremitățile ei au continuat să fie active un timp mai îndelungat.

Aparatele din vîrfurile Giorița și Seleșel se pot încadra aproape perfect în aliniamentul Șumulău-Seaca-Tătarca; cu toate acestea, nu poate fi vorba despre continuarea liniei de dislocație din partea sudică. Între aparatele Seaca-Tătarca și cel din vîrful Giorița, pe o distanță de cca 15 km, apar formațiuni mai vechi și chiar complexul vulcanogen-sedimentar, foarte bine deschis în valea Gurghiului; în această zonă nu există nici o indicație despre existența unei dislocații și este, astfel, exclusă legătura directă dintre cele două linii.

Institutul Geologic al României

Atît caldera Fîncel-Lăpușna, cît și aparatele din zona vîrfului Ciumani nu fac parte din vreun aliniament similar cu cele descrise mai sus.

În cadrul aceluiași sistem orientat NW—SE s-au născut însă și unele linii de redusă rezistență mai puțin profunde și care au rămas cu caracter potențial în momentele de început ale activității vulcanice. Ele au fost activate abia mai tîrziu, datorită întregii desfășurări a activității vulcanice, apropierii maselor magmatice de suprafață; cu aceasta intrăm însă în cadrul elementelor de tectonică mai tîrzie. În această categorie se încadrează, în primul rînd, aliniamentul perfect al aparatelor celei de a doua generații vulcanice în legătură cu caldera Fîncel-Lăpușna: vîrful Bacta, Dealul Crucii, Poiana Zimbroiului, canalul din valea superioară a Fîncelului, cărora li se adaugă Bîtca Plumbului la foarte mică distanță spre SW; abia în urma exploziei corespunzînd piroclastitelor intermediare în lungul acestei linii s-au concretizat « punctele slabe » în care, prin ascensiunea magmelor spre suprafață s-au individualizat noi centre vulcanice.

Existența dykurilor NW—SE, cu o oarecare variație a dispoziției într-un sens sau altul, trădează o « fisurare » generală a regiunii pe această direcție; fiind vorba însă de niște dislocații de mică amploare ele au jucat un rol activ, au ajuns să fie utilizate de produsele endogene drept căi de acces spre suprafață, în momente variate, uneori foarte tîrzii ale evoluției geologice.

În partea de SE a munților Gurghiu, în legătură cu aparatele vulcanice Șumuleu și cel din valea Fierăstraelor există numeroase dykuri cu această orientare; ele sînt constituite din andezite cu hornblendă brună și andezite cu augit și hipersten, adică atît produse vechi cît și produse mult mai noi. În partea centrală și nordică a regiunii, în legătură cu aparatele Seaca-Tătarca și caldera Fîncel-Lăpușna se găsesc aproape exclusiv dykuri constituite din andezite cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni.

În partea de SW a masivului, în zona localităților Sovata, Praid, Corund se găsesc, localizate în complexul vulcanogen-sedimentar, numeroase mici dykuri și filoane constituite din roci variate; toate aceste puncte se încadrează pe aliniamente NW—SE ca, de altfel, și numeroase izvoare carbogazoase. Poate fi, deasemeni, reținută și poziția celor două zone de limonitizare a depozitelor complexului vulcanogen-sedimentar în regiunea Praid; în ideea că formarea lor se datorește circulației unor ape ascendente, dispunerea pe direcții NW—SE poate fi interpretată în același sens. Elemente foarte importante pentru înțelegerea structurii acestei părți a regiunii sînt și cele două masive de sare, care străpung învelișul de roci mai tinere. Ele se dispun în lungul unei linii orientate NW—SE, demonstrînd astfel că zona de minimă rezistență cu această orientare pe care s-au instalat aparatele vulcanice este rezultatul întregii evoluții geologice a regiunii și nu un simplu accident consumat într-un singur moment geologic.

Un al doilea sistem de dislocații din regiune este mult mai puțin important și se concretizează în existența cîtorva dykuri orientate NNE—SSW pînă la N—S.

Institutul Geologic al României

Trei dintre ele se găsesc în regiunea aparatului Şumuleu iar alte două la paralela văii Gurghiului; ele sînt constituite din roci variate, trădînd astfel momente diferite în care dislocaţiile cu această orientare au fost activate.

În sfîrşit, se pare că se poate separa şi un al treilea sistem de dislocaţii, caracterizat prin orientarea E—W. El este prea puţin individualizat în partea centrală a regiunii, unde numai două dykuri legate de aparatul Seaca-Tătarca au această orientare, dar pare a se fi desvoltat mai ales în extremitatea sud-estică a acesteia. Aici, dispoziţia lineară a aparatelor Şumuleu, cele din zona vîrfului Ciumani şi apoi aparatul Ostoroş din partea nordică a munţilor Harghita, nu poate să nu reprezinte reflexul existenţei unei asemenea linii orientată E—W. Deoarece între dispoziţia generală a aparatelor vulcanice din munţii Gurghiu şi aceea a celor din munţii Hărghita există oarecari deosebiri, este posibil ca existenţa acestei linii să reprezinte tocmai concretizarea modificărilor profunde, tectostructurale din această zonă.

Deoarece elementele fundamentale ale structurii regiunii au fost fixate, în cea mai mare parte, încă înaintea desfăşurării fenomenelor vulcanice, este foarte greu să se identifice eventualele mişcări şi dislocaţii ulterioare vulcanismului. În tot cursul desfăşurării fenomenelor vulcanice au fost « puse în valoare » elemente preexistente; existenţa liniilor de « izvoare carbogazoase » poate reprezenta o ultimă evidenţiere a unor dislocaţii anterioare datorită exercitării unor eforturi tectonice în momente foarte recente, dar este evident că şi fără manifestări tectonice de această dată localizarea activităţii postvulcanice ar fi fost aceeaşi.

ISTORIA DESFĂŞURĂRII VULCANISMULUI NEOGEN ÎN MUNŢII GURGHIU

Desfăşurarea vulcanismului neogen în munţii Gurghiu apare în momentul de faţă, cu suficientă claritate. Deşi unitatea liniilor principale ale evoluţiei geologice a zonelor munţilor Călimani, Gurghiu şi Hărghita în timpul neogenului este evidentă, nu este în intenţia noastră să extrapolăm datele cîştigate din cercetarea munţilor Gurghiu pentru a încerca rezolvarea problemelor geologice de ordin cu totul general în această parte a Carpaţilor orientali.

VÎRSTA ACTIVITĂŢII VULCANICE

Relaţiile masei eruptive cu depozitele sedimentare sînt destul de puţin numeroase în cadrul munţilor Gurghiu şi ele nu contribuie decît în mică măsură la stabilirea perioadei de desfăşurare a activităţii vulcanice.

Vîrsta depozitelor de pe valea Meşterhaza — identice, probabil, cu cele de pe valea Zebracului, din partea sudică a munţilor Călimani — nu este determinată pe baze sigure. Ele stau, după toate aparenţele, sub nivelul superior al complexului vulcanogen-sedimentar dar, ţinînd seama de modul de apariţie a depozitelor în

Institutul Geologic al României

regiune, este sigur că și celelalte două nivele ale acestuia le acoperă. Deoarece nivelul inferior al complexului vulcanogen-sedimentar reprezintă cele mai vechi produse vulcanice cunoscute în regiune, se înțelege că vîrsta rocilor sedimentare de pe valea Meșterhaza ar reprezenta o limită inferioară extremă pentru perioada de desfășurare a vulcanismului aici.

Dispunerea complexului vulcanogen-sedimentar peste depozitele pliocene ale Bazinului Transilvaniei nu constituie un element concludent în ceea ce privește începutul activității vulcanice. Rezultatele unor foraje au arătat că rocile sedimentare se intercalează în depozitele complexului vulcanogen-sedimentar; fiind foarte probabil că este vorba cel mult de nivelul intermediar, dacă nu chiar de cel superior, se poate conchide că depozitele nivelului inferior al complexului sînt anterioare ponțianului sau meoțianului pe care unii autori îl identifică aici.

Aprecierile asupra vîrstei acestor nivele de bază ale masei eruptive sînt dificile deoarece contactele lor cu depozitele sedimentare sînt insuficiente; pe de altă parte, ele nu pot fi comparate decît cu acele orizonturi de cinerite din Bazinul Trasilvaniei, cu care legătura lor este evidentă. Prezența cineritelor în partea superioară a depozitelor sarmațiene din vecinătatea lanțului muntos, atestă existența manifestărilor vulcanice în sarmațian; în felul acesta se pot stabili legături directe între orizontul cineritelor de Bazna și activitatea vulcanică din regiune.

Cea mai mare parte a produselor vulcanice din munții Gurghiu este însă de vîrstă meoțiană-ponțiană sau mai nouă. Nivelele superior și intermediar ale complexului vulcanogen-sedimentar conțin intercalații de depozite sedimentare de această vîrstă, în partea vestică a lanțului muntos. Nu există elemente care să permită stabilirea limitei superioare a desfășurării fenomenelor vulcanice. Impresia noastră este că ele s-au continuat și în partea inferioară a cuaternarului, cel puțin în aspectele lor finale. Două argumente pot fi considerate în sprijinul acestei păreri: buna conservare a formelor vulcanice și asocierea materialului aluvionar recent cu cel de natură vulcanică în depozitele bazinului Gheorghenilor.

Păstrarea suprastructurii aparatelor vulcanice în munții Călimani, Gurghiu, Hărghita (îndeosebi în aceste două ultime regiuni) în aspecte foarte caracteristice, se poate datori fie desfășurării unei mai reduse activități erozive aici, fie continuării vulcanismului pînă în momente mai recente, față de regiunile Baia Mare și Munții Apuseni; sau, ceea ce este mai probabil, ambelor cauze. Noi nu credem că diferențele de intensitate a eroziunii sînt singurele responsabile și, de altfel, nu vedem în mod exact motivele pentru care eroziunea ar fi avut o desfășurare atît de deosebită în regiunile Baia Mare și Munții Apuseni, pe de o parte, și munții Călimani, Gurghiu, Hărghita, pe de alta. Diferențele de nivel astăzi existente în munții Gurghiu nu sînt mai mici decît cele pe care le putem deduce a fi existat în celelalte două regiuni vulcanice. În evoluția geologică a acestora nu se constată mișcări importante de ridicare în bloc, care să fi determinat o asemenea accelerare a fenomenelor de

Institutul Geologic al României

eroziune. Este mai probabil, deci, că nu diferențele în ritmul eroziunii ci cele în timpul ei de desfășurare au creiat aspectele specifice celor trei regiuni vulcanice din țară.

Partea superioară a depozitelor care umplu bazinul Gheorghieni este alcătuită, conform indicațiilor date de unele foraje executate aici, din aluviuni de roci cristaline și produse piroclastice. Aceasta este o situație care pare concludentă în ceea ce privește continuarea fenomenelor vulcanice pînă în momente recente; din păcate, profilele acestor foraje, executate înaintatea lucrărilor noastre în regiune, n-au fost urmărite și descrise cu suficientă exactitate pentru a reprezenta un material documentar în afara oricărui dubiu.

DESFĂȘURAREA PROCESELOR VULCANICE

Istoria desfășurării fenomenelor vulcanice în munții Gurghiu înaintea pliocenului superior este neclară; ea nu poate fi reconstituită nici măcar cu aproximație. Nu este exclus ca acestui moment de activitate vulcanică să îi aparțină nivelul inferior al complexului vulcanogen-sedimentar.

Trebuie să presupunem că acestui moment vechi de activitate vulcanică i-a urmat un interval relativ calm, în care suprastructurile aparatelor vulcanice au fost distruse prin eroziune, cel puțin în parte, iar materialul rezultat a fost sedimentat în imediata apropiere a zonei vulcanice. Nivelul intermediar al complexului vulcanogen-sedimentar ar reprezenta produsele acestei perioade. Activitatea vulcanică mai recentă poate fi considerată a fi început în aspecte puternic explozive; în acest mod de a vedea lucrurile, nivelul superior al complexului vulcanogen-sedimentar ar aparține, în ciuda asocierii lui în spațiu cu nivelele inferioare mai vechi, ultimei perioade de manifestări vulcanice. Nu există însă suficiente argumente pentru o asemenea interpretare. Noi sîntem, totuși, înclinați să vedem în nivelul superior al complexului vulcanogen-sedimentar concretizarea unui moment independent de activitate vulcanică, și el urmat de o epocă de oarecare modelare a reliefului prin eroziune; suprafața superioară a ultimului nivel al complexului vulcanogen-sedimentar prezintă aspecte de evidentă modelare.

Activitatea vulcanică creatoare a suprastructurilor astăzi vizibile reprezintă deci o a doua perioadă de manifestare recentă a vulcanismului. Ea se caracterizează prin dezvoltarea moderată a produselor piroclastice, în ciuda caracterului său general mixt, și prin omogenitatea petrografică a produselor. Rocile andezitice reprezintă, așa cum s-a văzut, singurele produse ale acestor momente de activitate vulcanică; tipurile lor petrografice pot fi derivate unele din celelalte. Activitatea s-a încheiat prin efuziunile largi ale andezitelor cu hipersten și augit.

Activitatea postvulcanică n-a fost prea intensă în regiunea munților Gurghiu; atît față de zona munților Hărghita cît și față de cea a munților Călimani, efectele de această natură sînt slabe și puțin numeroase.

Institutul Geologic al României

Încercînd paralelizarea situației din munții Gurghiu cu situațiile din munții Apuseni și regiunea Baia Mare se constată că nu ne putem referi, așa cum era și de așteptat, decît la produsele cele mai noi din aceste ultime zone. În munții Apuseni cea de a treia fază este reprezentată aproape numai prin andezite iar între acestea tipurile amfibolice sînt, de departe, cele mai frecvente; faza ultimă conține andezite cu amfiboli și piroxeni și bazalte. În regiunea Baia Mare activitatea se încheie prin produse andezitice; în ultima fază vulcanică (a treia sau a patra conform cu diversele sistematizări) au fost puse în loc andezite piroxenice, andezite cuarțifere și andezite cu biotit.

Cele două momente care par a putea fi separate în cadrul manifestărilor vulcanice recente din munții Gurghiu trebuiesc, în orice caz, încadrate într-o aceeași fază de activitate (păstrînd conținutul acestei noțiuni așa cum a fost el utilizat în regiunea Baia Mare și în Munții Apuseni); aceasta poate fi perfect paralelizată din punct de vedere petrografic și al vîrstei cu fazele descrise din celelalte două regiuni. În felul acesta, trebuie acceptată concluzia că produsele vulcanice vizibile în munții Gurghiu reprezintă, practic, în totalitatea lor ultima fază de activitate vulcanică stabilită în Munții Apuseni și regiunea Baia Mare (sau ultimele două, aici).

15. XII. 1962

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I. Cineritele din neogenul romînesc și vîrsta erupțiilor vulcanice corespunzătoare. *An. Comit. Geol.* XXV, București 1953.
2. Avramescu C., Slăvoacă D. Cercetări geologice și hidrogeologice asupra lacului Sf. Ana. *Com. Acad. R.P.R.* 6, 3, 1956.
3. Bányai I. Geologia basinului superior al V. Tîrnava Mică. *D.S. Inst. Geol. Rom.* vol. 19 (1930—1931), 1933.
4. Götz Andrei Vulcanologia și stratigrafia Munților Gurghiului de Nord și raporturile formațiunilor cu cele din masivul Călimanilor. *D.S. Comit. Geol.* XXXIX, (1951—1952), București 1955.
5. Götz Andrei. Adatok a Gyergyoi — medence üledékeinek problémajaihoz. *Studia Universitatum Victor Babeș et Bolyai, Geologia. Geographya* 3, 5, 1958.
6. Götz Andrei. Dare de seamă asupra regiunii Sovata—Praid. *D.S, Comit. Geol.* XL (1952—1953), București 1956.
7. Götz Andrei. Rezorbția magmatică a hornblendei în andezitele de la Seaca. *Bul. Univ. V. Babeș și Bolyai. Ser. St. Nat.* 1, 1—2, 1957.
8. Grigore I. Studiu geologic și petrografic asupra Munților Gurghiului. București, 1957.
9. Hauer Fr., Stache G. Geologie Siebenbürgens Wien, 1863.
10. Herbich Fr. A Szélyfold foldtani és oslénytani leirasa. *Mag. Foldt. Int. Evk.* V., 1878.
11. Nagy L. Cercetări geologice în regiunea de la Nord de Sovata. *D.S. Comit. Geol.* XL (1952—1953), București 1956.
12. Nagy L. Contribuții la geologia de la Nord de Sovata. *Bul. Univ. V. Babeș și Bolyai, Ser. St Nat.* 1, 1—2, 1957.
13. Radvaniy A. A Gorgeny havasokrol. *Foldrajzi kozl.* 37, 1909.

Institutul Geologic al României

14. Rădulescu Dan. Asupra existenţei formaţiunilor subvulcanice în lanţul Călimani—Gurghiu—Harghita. *Anal. Univ. C. I. Parhon, Geol., Geogr.* 23, 1960.
15. Rădulescu D. К изучений химизма молодых вулканйческих пород в пределях внутреиней зоны Карпатской дут. *Acad. R.P.R. Rev. Géol. Géogr.* 4, 2, 1960.
16. Rădulescu D. Probleme ale vulcanismului terţiar în Munţii Călimani—Gurghiu—Harghita. *Studii şi Cercet. de Geologie*, 7, 2, 1962.
17. Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S. Cercetări geologice în Munţii Gurghiului de SE. *D.S. Comit. Geol.* XLV (1957—1958) Bucureşti 1962
18. Rădulescu D., Vasilescu Al., Pletz S. Marea calderă Fincel—Lăpuşna din Munţii Gurghiu. *D.S. Comit. Geol.* XLIX (sub tipar).
19. Richthofen Fr. v. Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. *Jbuch. k.k. geol. R.A.* XI. 1860.
20. Savul M., Krautner Th. Die Basaltandesite von Topliţa und Sărmaş. *C.R. Acad. Sc. Roum.* 1, 3, 1936.
21. Stanciu V. Linia de eruptiv Hărghita. *Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj.* 6, 1937.
22. Szádeczky I. Munţii vulcanici Hărghita—Călimani. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVI. (1927—1928), 1930.
23. Török Z. Trecătoarea Mureşului la Topliţa. *An. Lic. Principele Nicolae.* Sighişoara 1929.
24. Török Z. Foldtani vizsgalatok a Kelement havasok eruptivum a keleti és nyugati szegélyén es a Maros szerosban. *Mag. Földt. Int.* Budapest 1942.
25. Török Z. A Marohévizi—Medence tektonikai és vulkanologiai viszonyai. *Mag. Földt. Int.* 3, 1946.
26. Török Z. Problemele teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe. *Acad. R.P.R.—Fil. Cluj. Studii şi Cercet. de Geol. Geogr.* 7, 1—4, 1956.
27. Tovissi I. Az erdélyi — medence Gorgény és Kisküküllö völgyen közötti szegélye, valamint a mejöhavas nyugati veszének geomorfologiai kérdései. *Studia Universitatum Victor Babeş Bolyai Geologia, Geographya*, 3, 5, 1958.
28. Treiber I. Vulcanologia şi tectonica Munţilor Gurghiului de sud. *D.S. Comit. Geol.* XXXIX (1951—1952), 1955.
29. Treiber I. Despre structura geologică a Munţilor Gurghiului. *Bul. Univ. V. Babeş şi Bolyai, Ser Şt. Nat.* 1, 1—2, 1957.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МУНЦИЛОР ГУРГИУ

Д. РЭДУЛЕСКУ, АЛ. ВАСИЛЕСКУ, С. ПЕЛЦ, М. ПЕЛЦ

(Краткое содержание)

Мунций Гургиу расположены в центральной части вулканической цепи, окаймляющей западную часть Карпацилор Ориенталь. До настоящего времени они были довольно мало исследованы и интерпретация их геологической структуры была проведена, в особенности на основании морфологических видов.

В Мунций Гургиу была очень хорошо сохранена вулканическая супраструктура, так как область подверглась довольно незначительной эрозии.

Institutul Geologic al României

Все кратеры аппаратов имеют по одной открывающейся долине, но это изменяет только в малой степени их инициальные виды. Пересечение стенки кратеров — явление более позднего времени; на дне последних сохранился ещё материал накоплённый центростремительной эрозией до их открытия. Впадины кратеров представляют сильно отвесные стены, а внешние их склоны имеют слабые уклоны. В северной части области была выявлена широкая впадина с диаметром, примерно в 10 км и многочисленными выступами во внутренней части — представляет кальдеру.

Все эти супраструктуры представляют верхнюю морфологическую единицу, расположенную на очень хорошо маркированном плато, представляющим промежуточную единицу; под последней находятся седиментационные отложения, которые вместе с кристаллическими сланцами их подстилающими на глубине, составляют фундамент области, нижнюю морфологическую единицу.

Описание пород и их размещение (см. карту). Осадочные породы выходят на дневную поверхность на окраине горного массива и только в исключительных случаях на нескольких пунктах внутренней части последнего. Самые древние из них отнесены верхне-миоценовому возрасту, а более новые представляют верхнюю часть плиоцена, в рамках которого некоторые авторы идентифицировали понт и случайно, мэотис.

Более широкое распространение в области имеют породы, которые составляют вулканогено-седиментационный комплекс; они составлены как из пирокластического материала, так и вулканического, подвергшегося транспорту речного происхождения. Несколько лавовых течений вклиниваются в нижний и верхний уровни комплекса (см. таблицы на стр. 98—101), промежуточный уровень характеризуется более сокращённой грануляцией пород (рис. 1).

Авторами были идентифицированы три пирокластических горизонта, очень хорошо установленных на основании их позиции в геологической структуре и петрографического состава; породы, в общем, составлены из грубообломочного материала с цинеритовым цементом.

Помимо этого были выделены следующие типы андезитов:
базальтовидный подкоровой андезит (табл. стр. 103),
андезиты с бурой роговой обманкой (табл. стр. 104),
андезиты с зелёной роговой обманкой (табл. стр. 105),
андезиты с ресорбентной зелёной роговой обманкой и пироксеном (табл. стр. 106, 107),
андезиты с гиперстеном и авгитом (табл. стр. 108),
базальтовидные андезиты с пироксеном и оливином (табл. стр. 109).

Institutul Geologic al României

Андезиты с гиперстеном и авгитом занимают наибольшие площади; они представляют последние течения лавы, очень жидкие распространившиеся на большие расстояния вокруг вулканических аппаратов. Типы андезитов, охарактеризованные наличием роговой обманки, выходят на дневную поверхность только во внутренней части вулканических аппаратов или в более интенсивно эродированных зонах смежных с ними.

Общие химические характеристики пород (табл. 1, 2, 3 и рис. 2, 3, 4).

Описанные петрографические типы обособлены довольно хорошо и по их химическому составу, хотя все эти породы — андезитовые, при участии SiO_2 была установлена вариация в 11%. В рамках последнего этаппа вулканической деятельности области (которые суммируют все вулканические продукты, за исключением пород вулканогено-седиментационного комплекса) было установлено лёгкое прогрессивное понижение кислотности продуктов. Последовательность вулканических пород так как она была установлена на основании геологических критерий, довольно хорошо соответствует вариации значения SiO_2.

В геологическом составе области могут быть выделены три больших наложенных одна на другую единицы: супраструктуры вулканических аппаратов, более позднего происхождения, вулканогено-седиментационный комплекс и фундфмент (рис. 5).

Нижняя структуральная единица. Проблема фундамента, над которым залегают вулканические продукты в Мунций Гургиу, не может быть отделена от проблемы всего фундамента горной цепи Кэлимани—Гургиу—Гэргита. С принципиальной точки зрения существуют две возможности: продолжение Кристаллического комплекса с В на З, или — отложений Бассейна Трансильвании с З на В. Данные представленные полевыми исследованиями являются слишком недостаточными в отношении возможностей установления, для всей вулканической цепи.

Метаморфические породы осевой зоны Карпацилор Ориенталь выходят на дневную поверхность в непосредственной близости вулканической цепи; они находятся даже в русле реки Муреша в Сэрмаш и передвигаются также на запад по соседству с северной оконечностью Мунцилор Гургиу. Представленные доводы не могут служить, по мнению авторов, основанием для вывода что передвижение кристаллического массива к З на уровне, который мог бы позволить непосредственное наложение вулканических пород над ним; выходы в Сэрмаш являются, возможно, только выступом в кристаллической зоне, которая очень скоро погружается к З.

Напротив, все данные касающиеся седиментационных пород свидетельствуют о их усиленном передвижении к В. На всей западной окраине Мунцилор Гургиу вулканические породы залегают над неогеновыми отло-

Institutul Geologic al României

жениями; это положение было установлено и вблизи центральной зоны гор -- в долине Гургиулуй, где выходы на дневную поверхность седиментационных пород очень обильны.

В осевой зоне Мунцилор Гургиу были выявлены в долине Мештерхаза миоценовые отложения, которые выходят на дневную поверхность в окне из под массы эруптивных пород. В южной части Мунцилор Кэлимани была проведена в последнее время глубинная скважина; здесь выходят на дневную поверхность седиментационные породы как миоценового возраста, аналогичные отложениям Валя Мештерхазе, так и более древние, возможно, олигоценового возраста. Пробурив миоценовые отложения, а также возможно — олигоценовые, было установлено в скважине наличие седиментационных формаций до глубины в 1530 м., где были выявлены метаморфические породы.

Наличие неогеновых седиментационных пород и очень возможно и палеогеновых, довольно значительных мощностей в области В. Мештерхазе демонстрирует то обстоятельство, что отложения Бассейна Трансилвании распространяются под эруптивной цепью — в наибольшей части её ширины. Они залегают над кристаллическим комплексом, но последний погружается очень быстро к З; об этом свидетельствуют как мощность седиментационных отложений, установленная в вышеуказанной скважине, так и то обстоятельство, что редкие фрагменты кристаллических пород выходят на дневную поверхность только в отложениях вулканогено-седиментационного комплекса и никогда — в пирокластических более поздних породах.

По мере передвижения к В., как было это установлено, выходят на дневную поверхность седиментационные породы всё более древние: плиоценовые — на западной окраине массива, миоценовые — в осевой их зоне и тоже здесь на глубине, возможно палеогеновые породы. На основании этих данных, авторы выводят гипотезу, что если бы была удалена сверху масса эруптивных пород, оказались бы в том же положении как и в других областях окраины Бассейна Трансильвании: выходы более древних отложений к периферии.

Седиментационные отложения Бассейна Георгиенилор принадлежат более позднему возрасту, они образуют зубчатую систему (зубчатость) возможно с вулканическими продуктами восточной окрайны области, без того что бы смогли принять участие в образовании фундамента.

Промежуточная структуральная единица. Вулканогено-седиментационный комплекс представляет переходную единицу структуры Мунцилор Гургиу; форма его напоминает плиту расположенную над седиментационным фундаментом, более индивидуализированную к З и менеек В. Главные

Institutul Geologic al României

осложнения этой формы, за исключением эрозионных осложнений, касаются центральной зоны, пересечённой каналами снабжения аппаратов. Эта единица является результатом содействия эндогенных и экзогенных факторов; столько времени сколько нижний уровень является результатом конструктивного действия вулканических процессов, то промежуточный и в некоторой степени—верхний, являются результатом накопления материалов, перенесенных водой на поверхности почвы.

Нижний уровень комплекса, представляет пирокластические продукты более древней вулканической деятельности; он может считаться представляющим основную незатронутую часть формаций, которая была впоследствии подвергнута действию экзогенных факторов.

Промежуточный уровень, с практической точки зрения, представляет момент перерыва деятельности; пирокластические продукты участвуют в очень малой мере в образовании отложений.

Верхняя часть последнего уровня была моделирована эрозией хотя обломочные отложения не очень обильны. Общие черты которые представляет верхний уровень, указывают на то обстоятельство, что его пирокластические продукты не могут быть включены в вулканическую деятельность, породившую высшую структуральную единицу; они продолжают представлять стадию вулканической деятельности, относительно которой авторы располагают очень малыми данными.

Верхняя структуральная единица образована из супраструктур наиболее поздних вулканических аппаратов. Вулканические аппараты Мунций Гургиу являются типом страто-вулкан; пространственно они довольно близко отстоят, так что их продукты могли бы прийти в контакт между собой во взаимном проникновении. Верхняя структуральная единица, в общих чертах, может быть представлена как чередование лавы и пирокластических продуктов, в которых каналы снабжения вулканов и дайек представляют главные сильные нарушения.

На основании имеющихся данных установление валовой мощности вулканических продуктов — затруднительно. Главным препятствием является отсутствие сведений, касающихся облика верхней поверхности вулканогено-седиментационного комплекса в момент когда началась стадия развития вулканических процессов. Что же касается собственно вулканических аппаратов, авторы подчёркивают, что они очень хорошо сохранились. Они составлены из чередования лав и пирокластитов, с очень хорошей видимостью иногда во внутренней части стен кратера; действительность этого чередования была проверена при помощи нескольких скважин проведённых на внешних склонах аппарата Сяка—Тэтарка.

Institutul Geologic al României

Как в периферических зонах, так и в центральной части области находятся многочисленные дайки; их наличие, иногда, хорошо маркировано в морфологии, но в остальных случаях только характер структуры и текстуры пород может позволить их идентификацию.

Они выходят на дневную поверхность, как во внутренней части, так и в непосредственной близости кратеров, содействуя таким образом созданию структур собственно вулканических аппаратов, а также с явной независимостью по отношению к ним. В длину они достигают до 2000 м, в то время как их ширина остается всегда незначительной.

В расположении дайек была установлена явная равномерность которая выявляет ориентировку линий наименьшего сопротивления, вдоль которых произошло проникновение магм к поверхности, даже в более позднее время (как это выяснено ниже).

В Мунций Гургиу стали известны кальдера Фынчел—Лэпушна, аппараты Сяка—Тэтарка, Шумулеу и два аппарата близнеца в зоне Чумани; во всех этих частях может быть признана зона центральной впадины. К последним присоединяются несколько каналов снабжения, являющиеся остатками более древних аппаратов.

Кальдера Фынчел—Лэпушна представляет самый значительный структуральный элемент в Мунций Гургиу. В их состав входят прежние продукты андезитов с авгитом и гиперстеном. Кальдера повидимому никогда не была закрыта к Ю. и благодаря этому обстоятельству зона была подвергнута здесь усиленной эрозии. Фундамент составленный из отложений вулканоген-седиментационного комплекса простирается до центральной зоны кальдеры; у истоков Вэий Гургиулуй отложения западной части массива с выходами вдоль долины, почти соединяются с отложениями в восточной части, удостоверяя, таким образом, реальность промежуточной структуральной единицы и равномерность её верхней поверхности.

Андезиты с зелёной роговой обманкой и андезиты с бурой роговой обманкой занимают всю поверхностью во внутренней части кальдеры. Пересекая эти породы, продукты второй вулканической генерации, очень хорошо выражены в рельефе. Они составлены из зелёной рассосавшейся роговой обманки и пироксена.

Образование кальдеры Фынчел — Лэпушна, является результатом взрыва, за которым последовало возможно, погружение. Наличие взрывного момента подтверждается наличием промежуточного пирокластического горизонта вдоль горной цепи кальдеры; несмотря на то что взрыв был очень силен, он не изобиловал пирокластическими продуктами, как на это указывает развитие в мощности и в поверхности, вышеуказанного горизонта. Выявление на том же уровне андезитов с зелёной роговой обманкой и анде-

Institutul Geologic al României

зитов с бурой роговой обманкой или даже верхнее положение послевдних приводит авторов к заключению о разделении на участки и погружении внутренней части кальдеры.

Вулканические аппараты второй генерации залегают по линии СЗ-ЮВ; это становится ещё более очевидным если в её состав включена и вершина Бакта, расположенная во внешней части окраины кальдеры. Возможно что результатом взрыва является выявление этой линии наименьшего сопротивления, вдоль которой проникли к поверхности магмы. Вышеуказанные аппараты южной части — Дялул Кручий и вершины Бакта — имеют интрузивный характер; приближение к формам проявления аппарата Монтание Пеллее в 1908 г. объясняется как морфологическим видом, так и полным отсутствием лав. Напротив аппараты северной части производят впечатление эффективного извержения некоторого количества лавы, разлившегося над вершиной кальдеры к С и СВ.

Помимо вышеупомянутых аппаратов, в Мунций Гургиу находятся ещё несколько аппаратов, впадина кратера которых не сохранилась по различным мотивам.

Тектоника. При обсуждении тектонических элементов области могут быть выделены два этапа: а) — до начала деятельности и б) — во время и после её оканчания. В действительности же, очень возможно, что все структуральные тектонические элементы были порождены самое меньшее в потенциальном положении, ещё с первых моментов и всё то что появилось после установления вулканической деятельности здесь представляют только деятельность некоторых «преждесформировавшихся» элементов.

В общем, ведутся дискуссии о так называемом « большом разломе» вдоль Карпацилор Ориенталь, который способствовал поднятию магмы к поверхности. Авторы находят, что очень тяжело можно себе представить существование единой большой подобной линии, так как существуют многочисленные указания, на основании которых необходимо допустить более сложное положение. В более современные фазы геологической эволюции карпатской области, на западе осевой зоны, составленной из кристаллических и мезозойских пород Карпацилор Ориенталь, была выявлена зона наименьшего сопротивления, ориентированная СЗ-ЮВ. В рамках этой зоны были индивидуализированы несколько систем дислокаций, которые были проявлены затем различными способами. Эти дислокации никогда не были открыты таким образом что бы магма смогла разлиться к поверхности во всю их длину; только в некоторых пунктах всей длины магмы смогли достигнуть поверхности земли создавая вулканические аппараты.

Institutul Geologic al României

Самой значительной системой является дислокация ориентированная СЗ-ЮВ; она состоит из параллельных дислокаций с разнообразным развитием в длину. Авторы не находят возможным представить на обсуждение посдобную « линию» имеющую в длину более 15 км. Не известны случаи, в которых несколько вулканических аппаратов были совершенно выравнены на больших расстояниях; если всё-таки подобные положения существуют то они не являются элементами на основании которых было бы возможно продемонстрировать продолжение линии дислокаций.

В рамках тойже системы, ориентированной СЗ-ЮВ были порождены и другие линии пониженной сопротивляемости, менее глубокие, сохранившие потенциальный характер в моменты начала вукланической деятельности. Они были активированы немного позже, благодаря полному развитию вулканической деятельности и приближению магматических масс к поверхности; но это является введением в рамки элементов более поздней тектоники. В состав этой категории входит в первую очередь, полное выравнивание аппаратов второй вулканической генерации в связи с кальдерой Фынчел — Лэпушна; только после взрыва, в соответствии с промежуточными пирокластитами, и вдоль этой линии были выявлены « слабые пункты», в которых при посредстве поднятия магм к поверхности были индивидуализированы новые вулканические центры.

Наличие дайек СЗ-ЮВ, с некоторым разнообразием расположения в том или ином направлении, выявляет общую « трещиноватость» области в этом направлении; они играли активную роль, являясь дислокациями малой амплитуды, были использованы как пути передвижения к поверхности в разнообразные моменты для эндогенных продуктов, иногда очень поздние в геологической эволюции.

Вторая система дислокаций области менее значительна и характеризируется наличием нескольких дайек ориентированных ССВ-ЮЮЗ до С-Ю. Три из них находятся в области аппарата Шумулэу, а другие две — на параллели В. Гургиулуй; они составлены из различных пород, выявляя таким образом наличие других различных моментов во время которых дислокации с этой ориентировкой были активированы.

Наконец, по мнению авторов, может быть выделена и третья система дислокаций, охарактеризованных ориентировкой В-З. Она очень мало индивидуализирована в центральной части области, где только две дайки, связанные с аппаратом Сяка-Тэтарка имеют эту ориентировку, но, возможно что они развиты в особенности в юго-восточной оконечности последней. Здесь линейное расположение аппаратов Шумулэу, аппаратов вершины Чумани, а затем-аппаратов Осторош северной части Мунцилор Гэргита не может не представлять наличие подобной линии. Ввиду того что между

Institutul Geologic al României

общим расположением вулканических аппаратов Мунций Гургиу и Мунций Гэргита существует некоторые отличия, возможно, что наличие этой линии представляет именно конкретизацию тектонических изменений, происшедших в этой зоне.

Возраст вулканической деятельности. Базис вулканоген-седиментационного комплекса принадлежит до понт-мэотисовому возрасту, как это явствует из чередования отложений этих ярусов (установленных в скважинах).

Наибольшая часть вулканических продуктов области принадлежат возрасту нижнего плиоцена и более новому. Осадочные породы являются включёнными ещё из промежуточного уровня вулканоген-седиментационного комплекса. Отсутствуют элементы на основании которых была бы возможность установления верхней границы времени для развития вулканических явлений; возможно, что они продолжились до нижней части четвертичного периода, хотя бы в их финальных обликах.

Развитие вулканических процессов в Мунций Гургиу. История развития вулканических феноменов в М. Гургиулуй до верхнего плиоцена- не ясна; она не может быть восстановлена — даже приблизительно. Не исключена возможность что бы этому моменту вулканической деятельности мог бы принадлежать нижний уровень вулканоген-седиментационного комплекса. Необходимо предположение, что этому древнему моменту вулканической деятельности последовал относительно спокойный интервал, в котором супраструктуры вулканических аппаратов были подвержены эрозии, хотя бы частично, а полученный материал был отложен в непосредственной близости вулканической зоны. Промежуточный уровень вулканоген- седиментационного комплекса представляет продукты этого периода. Более поздняя вулканическая деятельность может иметь значение начавшейся в сильно взрывчатых видах; с этой точки зрения, верхний уровень вулканоген-седиментационного комплекса может принадлежать, не смотря на его ассоциацию в пространстве с более древними нижними уровнями, последнему периоду вулканического проявления. Но для подобной интерпретации отсутствуют достаточные аргументы. Возможно что верхний уровень вулканоген-седиментационного комплекса представляет конкретизацию независимого момента от вулканической деятельности и после него последовала эпоха некоторого эрозионного моделирования рельефа; верхняя поверхность последнего уровня вулканоген-седиментационного комплекса представляет явные виды моделирования.

Вулканическая созидательная деятельность супраструктур видимых в настоящее время представляет следовательно второй период позднего проявления вулканизма. Она характеризуется умеренным развитием пирокластических продуктов, не смотря на её общий смешанный характер, и

Institutul Geologic al României

петрографическую однородность продуктов. Андезитовые породы представляют, как это указано выше, единственные продукты этих моментов вулканической деятельности; их петрографические типы могут быть взаимно производными. Эта деятельность была закончена широкой эффузией андезитов с гиперстеном и авгитом.

Поствулканическая деятельность не была очень интенсивной в области Мунцилор Гургиу; как в отношении Мунцилор Гэргита так и в отношении М. Кэлиман, эффекты были слабы и малочисленны.

После попытки провести параллелизм между положением в Мунций Гургиу и положением в Мунций Апусень и областью Бая Маре, авторами было установлено, что они могут прийти к выводу, как следовало ожидать, только в отношении более новых продуктов этой последней зоны. В Мунций Апусень третья фаза представлена почти только андезитами, а среди последних были выявлены как более частые элементы амфиболитовые типы; последняя фаза содержит андезиты с амфиболами с пироксенами и базальтами. В области Бая Маре деятельность заканчивается андезитовыми продуктами; в последней вулканической фазе были поставлены на место пироксеновые андезиты, кварценосные андезиты и андезиты с биотитом.

Указанные выше два момента, которые по видимому, могли быть выделены в рамках более поздних вулканических проявлений в Мунций Гургиу, во всяком случае, должны быть включены в ту же фазу вулканической деятельности; это включение может быть полностью параллелизовано с петрографической и возрастной точек зрения с указанными фазами остальных двух областей. Таким образом, должно быть принято во внимание заключение авторов, что видимые вулканические продукты в Мунций Гургиу, взятые в целом представляют, практически, последнюю фазу вулканической деятельности, установленной в Мунций Апусень и в области Бая Маре.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DES MONTS GURGHIU

PAR

D. RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ, M. PELTZ

(Résumé)

Les monts Gurghiu occupent la partie centrale de la chaîne volcanique qui borde la partie occidentale des Carpates orientales. Ils ont été peu étudiés jusqu'à présent et les interprétations de leur structure géologique se sont appuyées surtout sur les aspects morphologiques.

Institutul Geologic al României

Vu que la région est peu affectée par l'érosion, les monts Gurghiu présentent des suprastructures volcaniques très bien conservées. Tous les cratères des appareils sont ouverts par une vallée, mais ce fait ne saurait modifier que très peu les aspects initiaux. Les parois des cratères ont été récemment percées; au fond de ces derniers il existe encore du matériel accumulé par l'érosion centripète avant l'ouverture. Les dépressions des cratères ont des parois très abruptes et les pentes externes sont faiblement inclinées. Au nord de la région, une dépression largement ouverte, à 10 km de diamètre et avec plusieurs proéminences à l'intérieur, représente une caldère.

L'ensemble de ces suprastructures constitue une unité morphologique supérieure qui repose sur un plateau très bien marqué, lequel représente l'unité intermédiaire; au-dessous de cette dernière on rencontre des dépôts sédimentaires lesquels, avec les schistes cristallins qui se trouvent beaucoup plus en profondeur, constituent le soubassement de la région, c'est-à-dire l'unité morphologique inférieure.

Description des roches et leur distribution (voir la carte). Les roches sédimentaires apparaissent au bord du massif montagneux et exceptionnellement dans quelques points de l'intérieur. Les plus anciennes sont d'âge miocène supérieur et les plus récentes représentent la partie supérieure du Pliocène — dans lequel certains auteurs ont identifié le Pontien et éventuellement, le Méotien. Une large distribution présentent les roches du complexe volcanogène-sédimentaire; elles consistent autant en matériel pyroclastique qu'en matériel de nature volcanique qui a subi un transport fluviatile. Quelques coulées de laves viennent s'intercaler dans les niveaux inférieur et supérieur du complexe (Tableaux, pag. 98—101); le niveau intermédiaire est caractérisé par la granulation plus reduite des roches (fig. 1).

On a identifié 3 horizons de pyroclastites, très bien définis par leur position dans la structure géologique ainsi que par leur composition pétrographique; les roches sont formées de matériel plutôt grossier, à ciment cinéritique. Ont été séparés plusieurs types d'andésites, à savoir: andésites basaltoïdes sousvolcaniques (Tab. pag. 103), andésites à hornblende brune (Tab. pag. 104), andésites à hornblende verte (Tab. pag. 105), andésites à hornblende verte résorbée et pyroxènes (Tab. pag. 106, 107), andesites à hypersthène et augite (Tab. pag. 108), andésites basaltoïdes à pyroxènes et olivine (Tab. pag. 109).

Les andésites à hypersthène et augite occupent les aires les plus vastes; elles représentent les dernières coulées de laves, très fluides, qui se sont répandues sur de grandes distances autour des appareils volcaniques. Les types d'andésites caractérisées par la présence de la hornblende n'apparaissent qu'à l'intérieur des appareils volcaniques ou dans les zones avoisinées plus intensément érodées.

Caractères chimiques des roches (tab. 1, 2, 3 et fig. 2, 3, 4).

Les types pétrographiques décrits plus haut sont assez bien mis en évidence aussi par leur composition chimique. Bien que les roches soient andésitiques, la teneur en

Institutul Geologic al României

SiO_2 enrégistre une variation de 11%. Dans le cadre de la dernière étape de l'activité volcanique (qui englobe tous les produits volcaniques excepté les roches du complexe volcanogène-sédimentaire) on constate une légère diminution progressive de l'acidité des produits. La succession des roches volcaniques — établie suivant des critéria géologiques — correspond assez bien à la variation de la valeur SiO_2.

Dans la structure géologique de la région on peut séparé trois unités majeures superposées: les suprastructures des appareils volcaniques récents, le complexe volcanogène-sédimentaire et le soubassement (fig. 5).

Unité structurale inférieure. Le problème du soubassement sur lequel reposent les produits volcaniques des monts Gurghiu ne saurait être séparé du problème du soubassement de toute la chaîne Călimani-Gurghiu-Hărghita. En principe, il existe deux possibilités: soit la continuation du Cristallin de l'est vers l'ouest, soit la continuation des dépôts du Bassin Transylvain de l'ouest vers l'est. Les données de terrain sont assez pauvres, comme d'ailleurs pour tout l'ensemble de la chaîne volcanique.

Les roches métamorphiques de la zone axiale des Carpates orientales apparaissent à proximité immédiate de la chaîne volcanique; elles sont rencontrées dans le lit du Mureș, à Sărmaș et avancent également vers l'W à proximité de l'extrémité N des monts Gurghiu. Toutefois, les auteurs considèrent que ces faits n'indiquent pas la continuation du Cristallin vers l'W jusqu'à un niveau qui permette la superposition directe des roches volcaniques; l'apparition de Sărmaș ne saurait être qu'une proéminence de la zone cristalline, qui plonge très vite vers l'W.

Au contraire, tous les renseignements sur les roches sédimentaires contribuent à suggérer leur avancée accentuée vers l'E. Dans toute la ramification occidentale des monts Gurghiu, les roches volcaniques viennent surmonter les dépôts néogènes; cette situation continue aussi dans la zone centrale de ces monts, dans Valea Gurghiului, où les roches sédimentaires abondent.

Dans la zone axiale des monts Gurghiu, dans Valea Meșterhaza on a identifié des dépôts miocènes qui apparaissent de sous la masse de roches éruptives, en fenêtre. Au sud des monts Călimani on a été exécuté, récemment, un forage de profondeur; on a extrait des roches sédimentaires autant miocènes — comparables à celles de Valea Meșterhaza — que plus anciennes, probablement oligocènes. Puisque le forage a traversé les dépôts miocènes et ceux supposés oligocènes, il a démontré l'existence des formations sédimentaires jusqu'à 1530 m de profondeur où ont été rencontrées des roches métamorphiques.

La présence des roches sédimentaires, néogènes et fort probablement paléogènes, sur des puissances appréciables dans la région de Valea Meșterhaza, atteste du fait que les dépôts du Bassin Transylvain sont situés au-dessous de la chaîne éruptive sur la plus grande partie de sa largeur. Ils surmontent le Cristallin, mais celui-ci plonge très vite vers l'W; en ce sens plaide autant

Institutul Geologic al României

l'épaisseur des dépôts sédimentaires constatée dans le forage mentionné que les rares fragments de roches cristallines apparaissant seulement dans les dépôts du complexe volcanogène sédimentaire et jamais dans les roches pyroclastiques plus récentes.

Mentionnons que plus on avance vers l'E plus les roches sédimentaires sont anciennes: pliocènes au bord occidental du massif, miocènes dans la zone axiale et toujours là, mais en profondeur, probablement paléogènes. Suivant ces données on peut supposer que si la masse de roches éruptives superjacentes venait d'être écartée, on se trouverait devant la même situation que dans les autres régions du bord du Bassin Transylvain: apparition des dépôts plus anciens vers la périphérie.

Les dépôts sédimentaires du bassin de Gheorghieni sont d'âge très récent; ils s'indentent probablement avec les produits volcaniques de la bordure E de la région, néanmoins sans participer à la structure du soubassement.

Unité structurale-intermédiaire. Le complexe volcanogène-sédimentaire représente l'unité intermédiaire de la structure des monts Gurghiu; elle a la forme d'une plaque posée sur le soubassement sédimentaire, mieux individualisée vers l'W et moins individualisée vers l'E. Les principales complications de cette forme — excepté, bien entendu, celles dues à l'érosion — concernent la zone centrale, traversée par les voies d'alimentation des appareils. Cette unité est le résultat de l'action commune des agents endogènes et exogènes; si le niveau inférieur est le résultat de l'action constructive des processus volcaniques, le niveau intermédiaire — et en certaine mesure celui supérieur — sont le résultat de l'accumulation du matériel transporté par les eaux à la surface du sol.

Le niveau inférieur du complexe représente les produits pyroclastiques d'une activité volcanique ancienne; il est considéré comme représentant la base des formations soumises, ultérieurement, à l'action des agents exogènes.

Le niveau intermédiaire représente un moment d'interruption de l'activité; les produits pyroclastiques participent très peu à la structure des dépôts.

La partie supérieure du dernier niveau a été modelée par l'érosion; cependant les dépôts détritiques ne sont pas abondants. Les caractères généraux du niveau supérieur montrent que ses produits pyroclastiques ne sauraient être attribués à l'activité volcanique qui a donné lieu à l'unité structurale supérieure; ils représentent une phase peu connue de l'activité volcanique.

L'unité structurale supérieure est constituée par les suprastructures des plus récents appareils volcaniques. Les appareils volcaniques des monts Gurghiu sont du type des stratovolcans; ils sont assez rapprochés pour que leurs produits viennent en contact et s'indentent. En ensemble, l'unité structurale supérieure est considérée comme une alternance de laves et de produits pyroclastiques, où les voies d'alimentation des volcans et les dykes représentent les perturbations principales.

Institutul Geologic al României

Il est difficile d'apprécier l'épaisseur totale des produits volcaniques. La principale difficulté consiste dans les informations insuffisantes sur l'aspect de la surface supérieure du complexe volcanogène-sédimentaire au début de la phase de développement des processus volcaniques. En ce qui concerne les appareils volcaniques proprement-dits, mentionnons qu'ils sont bien conservés; ils sont formés par une alternance de laves et de pyroclastites, parfois très bien visibles sur les parois internes du cratère. L'existence de cette alternance a été vérifiée aussi à l'aide des forages creusés dans les pentes externes de l'appareil Seaca-Tătarca.

Autant dans les zones périphériques que dans la partie centrale de la région apparaissent de nombreux dykes; par endroits ils sont bien marqués dans la morphologie, mais d'autres fois il n'y a que la structure et la texture qui aient permis l'identification. Les dykes apparaissent à l'intérieur ou à proximité immédiate des cratères — contribuant à la formation de la structure des appareils volcaniques — ainsi qu'indépendamment de ces derniers. Ils atteignent jusqu'à 2000 m de longueur tandis que la largeur en est modeste.

Ils accusent une disposition régulière suivant l'orientation des lignes de résistance minimum, le long desquels les magmas se sont insinués vers la surface, même durant les moments très tardifs.

Dans les monts Gurghiu on connaît la caldère Fîncel-Lăpușna, les appareils volcaniques Seaca-Tătarca, Șumuleu, ainsi que deux appareils jumeaux dans la zone Ciumani; chez toutes ces formes on a identifié une zone de dépression centrale. Ajoutons y des culots qui représentent les restes des anciens appareils.

La caldère Fîncel-Lăpușna représente l'élément structural le plus important des monts Gurghiu. Elle est constituée par des produits antérieurs aux andésites à augite et hypersthène. La caldère n'a été probablement jamais fermée vers le S et ce fait explique son érosion intense dans cette zone. Le soubassement formé par les dépôts du complexe volcanogène-sédimentaire a été mis à nu jusqu'à la zone centrale de la caldère; aux sources de Valea Gurghiu, les dépôts de l'ouest du massif (visibles le long de la vallée) viennent joindre les dépôts de l'est, attestant ainsi l'unité structurale intermédiaire et la régularité de sa surface supérieure.

Les andésites à hornblende verte et celles à hornblende brune occupent l'intérieur de la caldère. Elles ont été percées par les produits de la deuxième génération volcanique, les derniers étant très bien mis en évidence. Ils sont formés d'andésites à hornblende verte résorbée et pyroxènes.

La caldère Fîncel-Lăpușna est le résultat d'une explosion suivie probablement par un effondrement. Le moment de l'explosion est indiqué par l'horizon des pyroclastites intermédiaires le long de la crête de la caldère; quoique très forte, l'explosion n'a pas été trop riche en produits pyroclastiques, fait indiqué d'ailleurs par la puissance et la surface de l'horizon mentionné plus haut. L'apparition au même niveau des andésites à hornblende verte et de celles à hornblende brune voire même

Institutul Geologic al României

d'une position supérieure de ces dernières, suggère une division en compartiments et l'effondrement de l'intérieur de la caldère.

Les appareils volcaniques de la deuxième génération sont disposés selon une ligne NW—SE; celle-ci est encore plus évidente lorsqu'elle comprend aussi le sommet Bacta situé, pourtant, hors des limites de la caldère. Il est probable que le résultat de l'explosion et de l'effondrement ait été l'apparition de cette ligne de résistance minimum, le long de laquelle ont monté les magmas. Les deux appareils du sud — Dealul Crucii et Vîrful Bacta — accusent un caractère intrusif; ils rappellent les formes de manifestation de la Montagne Pélée en 1908 autant par les aspects morphologiques que par une complète absence des laves. Inversement, les appareils du nord, semblent avoir libéré certaines quantités de laves qui déversent contre la crête de la caldère vers le N et le NE.

Outre les appareils décrits, dans les monts Gurghiu on rencontre aussi quelques appareils dans lesquels — pour diverses causes — la dépression du cratère n'a pas subsisté.

Tectonique. Lorsqu'on discute sur les éléments tectoniques de la région on les sépare en deux groupes: *a)* avant le commencement de l'activité; *b)* pendant et après l'activité. En réalité, il est très probable que tous les éléments de la structure tectonique aient apparu — au moins potentiellement — déja dès les premiers moments et ceux qui ont suivi l'installation de l'activité volcanique ne représentent que des formes activées de certains éléments « pré-formés ».

Ordinairement, on parle d'une « fracture majeure » le long des Carpates Orientales, qui a permis la montée des magmas vers la surface. Néanmoins, il est assez difficile d'imaginer l'existence d'une unique ligne pareille et d'ailleurs il y a nombre de données qui suggèrent une situation plus complexe. Pendant les moments plus récents de l'évolution géologique de la région carpatique, à l'ouest de la zone axiale — constituée par les roches cristallines et mésozoïques des Carpates Orientales — est apparu une zone de résistance minimum, orientée NW—SE. Dans le cadre de cette dernière se sont individualisés plusieurs systèmes de dislocations qui ultérieurement ont fonctionné différemment. Ces dislocations n'ont été jamais si ouvertes pour que les magmas puissent s'épancher vers la surface sur toute leur longueur; par endroits seulement les magmas ont pu suivre un chemin ascendant créant des appareils volcaniques.

Le système de dislocations le plus important est celui orienté NW—SE; il est formé de dislocations parallèles, à longueur variable. Nous ne saurons parler d'une pareille « ligne » qui ait plus de 15 km de longueur; nous manquons également de cas ou plusieurs appareils soient parfaitement alignés sur une distance appréciable; si pourtant il existe de telles situations, ce ne sont pas des éléments qui puissent démontrer la continuité de la ligne de dislocation.

Institutul Geologic al României

Dans le cadre du même système, orienté NW—SE ont pris naissance également des lignes de résistance réduite, moins profondes et qui accusent un caractère potentiel pendant les moments initiaux de l'activité volcanique. Ces lignes ont été activées plus tard, par suite de l'activité volcanique générale et du rapprochement de la surface; c'est ainsi que nous abordons le domaine de la tectonique tardive. Dans cette catégorie signalons d'abord le parfait alignement des appareils de la deuxième génération volcanique de la caldère Fîncel-Lăpușna; ce n'est qu'après l'explosion correspondant aux pyroclastites intermédiaires le long de cette ligne, que se sont concrétisés « les points faibles » où par l'ascension des magmas vers la surface se sont individualisés de nouveaux centres volcaniques.

L'existence des dykes NW—SE avec une certaine variation de leur disposition, trahit une « fissuration » générale de la région le long de cette direction; vu qu'il s'agit de quelques dislocations d'ampleur réduite, elles ont eu un rôle actif, étant donné que les produits endogènes les ont utilisées comme voies d'accès vers la surface pendant divers moments — dont certains très tardifs — de l'évolution géologique.

Un deuxième système de dislocations de la région est beaucoup moins important; il est concrétisé par quelques dykes orientés NNE—SSW jusqu'à N—S. Trois se trouvent dans la région de l'appareil Șumulău et deux sur le parallèle de Valea Gurghiului; ils sont constitués par des roches variées, attestant l'existence de plusieurs moments pendant lesquels ont été activées les dislocations mentionnées plus haut.

Enfin, il semble que l'on peut séparer aussi un troisième système de dislocations, caractérisé par une orientation E—W. Il est trop peu individualisé au centre de la région, où seulement deux dykes liés à l'appareil Seaca-Tătarca accusent cette orientation, mais à ce qu'il paraît il s'est développé surtout à l'extrémité SE. Ici, la disposition linéaire des appareils de Șumulău, de la zone du sommet Ciumani ainsi que l'appareil Ostoroș dans le nord des Monts Harghita reflètent l'existence d'une pareille ligne. Vu qu'entre la disposition générale des appareils volcaniques des monts Gurghiu et celle des appareils des monts Harghita il existe certaines différences, il est possible que cette ligne représente la manifestation des modifications tectoniques survenues dans cette zone.

Âge de l'activité volcanique. La base du complexe volcanogène-sédimentaire est antérieure au Pontien-Méotien comme il en résulte de l'alternance des dépôts de ces deux types.

La plupart des produits volcaniques de la région sont d'âge pliocène inférieur et plus récent. Les roches sédimentaires de cet âge sont intercalées déjà à partir du niveau intermédiaire du complexe volcanogène-sédimentaire. Il n'y a pas d'éléments qui permettent la détermination de la limite supérieure de temps dans l'évolution des phénomènes volcaniques; il est possible qu'ils aient continué jusqu'à la partie inférieure du Quaternaire au moins dans leurs aspects finals.

Institutul Geologic al României

Évolution des processus volcaniques dans les monts Gurghiu. Avant le Pliocène supérieur, l'historique de l'évolution des phénomènes volcaniques dans les monts Gurghiu est confus; il ne saurait être reconstitué. Néanmoins, il n'est point exclus que le niveau inférieur du complexe volcanogène-sédimentaire appartienne à ce moment de l'activité volcanique.

Il faut admettre que ce moment ancien de l'activité volcanique a été suivi par un intervalle relativement calme pendant lequel les suprastructures des appareils volcaniques on été détruites par l'érosion — au moins en partie — et le matériel résulté a été sédimenté dans le voisinage immédiat de la zone volcanique. Le niveau intermédiaire du complexe volcanogène-sédimentaire représenterait les produits de cette période. On considère que l'activité volcanique plus récente a débuté par des phénomènes intensément explosifs; à ce point de vue, le niveaux supérieur du complexe volcanogène-sédimentaire appartiendrait à la dernière période de manifestations volcaniques, malgré son association dans l'espace avec des niveau inférieurs plus anciens. Toutefois, on manque d'arguments suffisants pour une pareille interprétation. Probablement que le niveau supérieur du complexe volcanogène-sédimentaire représente un moment indépendant de l'activité volcanique, suivi par une époque lorsque le relief a été en quelques sorte modelé par l'érosion; la surface supérieure du dernier niveau du complexe volcanogène-sédimentaire accuse des aspects distincts de modelage.

En conséquence l'activité volcanique créatrice des suprastructures visibles de nos jours représente une deuxième période de la manifestation récente du volcanisme. Elle est caractérisée par le développement modéré des produits pyroclastiques — malgré son caractère en général mixte — ainsi que par l'homogénéité pétrographique des produits.

Les roches andésitiques représentent les seuls produits de ces moments de l'activité volcanique; leur types pétrographiques dérivent les uns des autres. La fin de l'activité est marquée par de larges effusions d'andésites à hypersthène et à augite.

L'activité post-volcanique n'a pas été trop intense dans les monts Gurghiu; comparée à la zone des monts Harghita et des monts Călimani les effets de cette nature sont faibles et peu nombreux.

Si l'on essaie d'établir un parallèle entre la situation des monts Gurghiu et celles des monts Apuseni et de Baia Mare l'on constate que nous ne saurons envisager que les produits les plus récents de ces zones. Dans les monts Apuseni, la troisième phase est représentée presque exclusivement par des andésites et parmi celles-ci les types amphiboliques prennent le dessus; la phase ultime comprend des andésites à amphiboles et pyroxènes ainsi que des basaltes. Dans la région de Baia Mare l'activité volcanique se termine par des produits andésitiques; durant la dernière phase volcanique a eu lieu la mise en place des andésites pyroxéniques, des andésites quartzifères et des andésites à biotite.

Institutul Geologic al României

Les deux moments qui pourraient être séparés dans le cadre des manifestations volcaniques récentes des monts Gurghiu doivent — en tous cas — être attribués à la même phase d'activité; du point de vue pétrographique et de l'âge, cette dernière peut être parallélisée très bien avec la dernière phases décrite, dans les deux autres régions.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

D.P. RĂDULESCU, AL. VASILESCU, S. PELTZ ȘI MARGARETA PELTZ

HARTA GEOLOGICĂ A MUNȚILOR GURGHIU

0 1 2 3 4 5Km.

Răstolița · Deda · Lunca Bradului · Stinceni · Toplița · Sărmaș · Subcetate · Ditrău · Remetea · Lazărea · Gheorghieni · Joseni · Ciumani · Suseni · Voșlobeni · Gurghiu · Hodac · Eremitu · Sovata · Praid · Lupeni · Păuleni · Corund · Zetea · Vărșag · Frățileasa · Glăjăria · Capul Dealului

R. Mureș · V. Iodului · V. Jirca · V. Mestecișca · V. Gudia Mare · V. Sălcudului · V. Mare · P. Mirăoi · P. Cătelul Crungi · V. Tireului · V. Tiseului · V. Gurghiului · P. Fînețelului · V. Mestera · D. Fătăciunga · P. Secuiului · V. Jäntarului · P. Măgheruș · P. Sineului · V. Marionca · V. Sumuleului · P. Fierăstraelor · V. Senetea · V. Putna · V. Șoveta · V. Sebeșului · V. Iuhodului · P. Trănga Mare · P. Trănga Mică · V. Tîrnava Mică · V. Tîrnava Mare · P. Toarței · P. Varșag · P. Creanga Mică · V. Șicașău · P. Păstrăvarului · P. Bacta Mare · P. Alb · P. Borzontul Mic · P. Borzontul Mare · P. Nirajul Mare · P. Nirajul Mic

D. Cîrligelor · D. Iodului · D. Runcului · D. Lat · D. Molu · D. Tăușor · D. Dobrilor · D. Mare · D. Obirsia · D. Simonelului · D. Prisiopul · D. Zespezele · D. Strungii · D. Denisu · D. Crucii · D. Găinușei

Vf. Șantului · Vf. Selesel · Vf. Fîncel · Muchea Lungă · Bătrîna · Poiana Zimbrului · Piatra Caprei · Bîtca Plumbului · Piciorul Mic · Piciorul · Creanga Albă · Vf. Bacta · Vf. Singerului · Vf. Seaca Mică · Vf. Seaca Mare · Tătarca · Vf. Borzont · Vf. Șumuleul Mare · Vf. Șumuleul Mic · Vf. Ciumani

LEGENDA

1 2 3 4 — 1. Aluviuni 2. Terase 3. Alunecări 4. Blocuri

C — Formațiuni calcaroase postvulcanice

Andezit bazaltoid cu piroxeni și olivină

PIROCLASTITE SUP. — Andezit cu hipersten și augit

PIROCLASTITE INTERM.

PIROCLASTITE INF.

Andezit cu hornblendă verde resorbită și piroxeni

Andezit cu hornblendă verde

Andezit cu hornblendă brună

COMPLEX VULCANOGEN SEDIMENTAR — Nivel superior, Nivel interm., Nivel inferior — Andezit cu amfiboli ± piroxeni

Andezit bazaltoid subcrustal

Pliocen

Miocen

Șisturi cristaline

Masive de sare

Roci holocristaline (coș, dyk)

Brecie

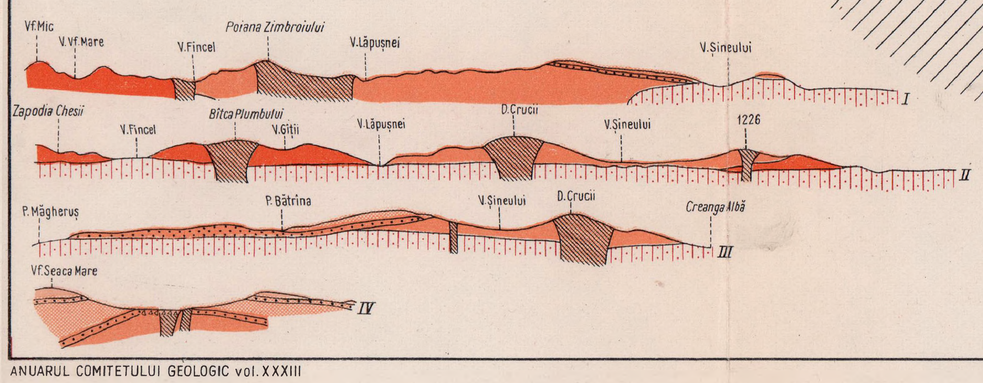
a — Zone de transformări secundare a. Limonitizări

Izvoare carbogazoase și subtermale

Marginea craterelor și calderelor

Poziția suprafețelor de separare a curgerilor de lavă

I—I Linie de profil



Desen. Cristian Ligia

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC vol. XXXIII

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC ŞI PETROGRAFIC AL PĂRŢII DE EST A MASIVULUI FĂGĂRAŞ

DE

R. DIMITRESCU

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	154
Date oro-hidrografice	154
Istoric	155
Stratigrafia şi petrografia regiunii	158
Şisturile cristaline	158
Seria de Leaota	160
Zona de Tămăşel	160
Zona de Tămaş	162
Seria de Cumpăna	165
Zona paragnaiselor biotitice cu clorit	165
Zona gnaiselor de Cumpăna—Holbav	167
Zona micaşisturilor fancroblastice cu staurolit	172
Zona paragnaiselor şi micaşisturilor cu granat	173
Seria de Făgăraş	179
« Seria de Ciuta »	181
Consideraţii generale asupra chimismului şisturilor cristaline	183
Roci eruptive	188
Erupţiuni vechi legate de complexul cristalin	188
Filoane mesozoice	189
Filoane alcaline	189
Filoane bazice	190
Formaţiunile sedimentare	191
Tectonica	192
Bibliografia	199

Institutul Geologic al României

INTRODUCERE

În cursul anilor 1957—1959 am efectuat cartări geologice în partea de est a munților Făgăraș, pe teritoriul localităților Berivoi, Sebeș, Șercăița și Șinca (raionul Făgăraș), Zărnești (raionul Codlea) și Rucăr (raionul Cîmpulung). Limitele perimetrului cartat sînt următoarele: la nord, marginea masivului muntos față de depresiunea Făgărașului, identică cu linia de despărțire a formațiunilor cristaline față de cele sedimentare; la vest, creasta Piscul Alb—Culmea Babii—Pietrele Popii— Vf. Brătila—M. Călțun—M. Mezea; la sud, valea Dîmboviței; la E, linia muntele Tămășel—pîrîul Podurilor—Bîrsa lui Bucur—valea Ciocînea—Vf. Ișiului—Rudărita—valea Cenușii—Vf. Nimaia—Vf. Țagla—Fața Ilie—Făgetul Alb—Piscul Vulturilor.

Tema principală a lucrărilor a fost ridicarea unei hărți geologice a masivului Făgăraș, neexistînd pînă la începerea cartărilor noastre o hartă generală la scară mai mare de 1: 300.000. În cadrul acestor lucrări, ne-a revenit sarcina ridicării părții estice a masivului, restul echipei conduse de noi executînd cercetări în restul zonei cristaline, spre vest de perimetrul nostru: G. PITULEA de la Vf. Brătila pînă la Vf. Urlei și AL. MANEA de la acesta pînă la Vf. Albota.

Lipsa profesorului ȘT. GHIKA-BUDEȘTI, prea timpuriu dispărut din mijlocul nostru, s-a făcut în permanență simțită în cursul redactării definitive a acestei lucrări.

Date oro-hidrogtafice. Axul regiunii noastre, cu caracter alpin, este constituit din creasta principală a munților Făgăraș, orientată E—W în partea vestică a regiunii, la W de Vf. Comisul și WNW—ESE în partea ei estică. De-a lungul crestei se înșiră vîrfurile Brătila, Berevoescu sau Belia (2299 m), Buzduganul, Comisul, Curmătura Lerescului (1374 m), Lerescu, Piscul Mînăstirii, Piscul Răchiții, Tămașul (1737 m), Curmătura Foii (1370 m) și Tămășelul. În șeaua de la Umeri, această creastă se întîlnește cu masivul calcaros al Pietrii Craiului.

Din creasta principală se desparte în vîrful Comisul o altă creastă însemnată, cu direcția WSW—ENE, cu vîrfurile: Văcarea Mare (1723 m), Văcarea Mică, Nimaia Crăiască, Țagla, Fața Ilie, Plaiul Nomaia, Făgetul Alb, și Piscul Vulturilor.

Crestele menționate delimitează între ele 3 bazine hidrografice principale: bazinul nordic, al Oltului, cu văile Berivoiului, Sebeșului, Șercăiței, Crețului și Strîmbei, toate afară de ultima fiind orientate N—S, ca și crestele secundare muntoase ce le despart; altitudinea medie a cîmpiei Făgărașului este de cca 600 m; bazinul estic, al Bîrsei, cu văile Bîrsa Groșetului și Bîrsa lui Bucur, de direcție generală WNW—ESE; cota minimă este de 849 m, la Plaiul Foii; bazinul sudic, al Dîmboviței, cu următorii afluenți stîngi: valea Vladului, Berivoiul Mic, Berivoiul Mare, Luțele, valea Comisului, Bunea, Pîrîul cu Scara, pîrîul Mînăstirii, valea Nemțoaicelor, pîrîul Răchiții, valea Tămașului; cota minimă este de 902 m, la confluența celei din urmă

Institutul Geologic al României

cu Dîmboviţa. Aceasta urmează întîi un curs longitudinal WSW—ENE pentru ca la Peceneagu să ia o direcţie transversală faţă de structură, NW—SE. Energia de relief a regiunii este deci de 1700 m în partea ei vestică.

Platformele de eroziune a căror existenţă a fost stabilită de către E. DE MARTONNE (14) în special la vest de Olt, nu se mai dezvoltă tipic în legătură cu masivul Făgăraşului. După cum arată însuşi acest autor, platforma eocenă Borăscu este încă vizibilă la altitudini de peste 2000 m în partea estică a acestui masiv (în regiunea noastră, în jurul vîrfurilor Buzduganul şi Berevoescul). Platforma miocenă Rîu Şes nu se regăseşte aci, iar cea pliocenă, Gornoviţa, ar apărea pe la 900—1000 m, în coamele ce coboară spre depresiunea Făgăraşului. Aceasta însăşi e formată dintr-un complex de terase şi de largi conuri de dejecţie. O caracteristică a zonelor înalte din regiune o constituie căldările glaciare. Pe versantul nordic apar patru asemenea căldări: Belia Săvăstrenilor, Belia Ilerenilor, Buzduganul şi Groapele. Pe versantul sudic apar căldări la izvoarele văilor Vladului şi Berivoiul Mare.

Istoric. Primul cercetător al munţilor Făgăraş a fost G. PRIMICS (22). În 1884 el publică un studiu al întregului masiv, cuprinzînd atît versantul său nordic (ardelean), cît şi versantul sudic (muntean). Se descriu varietăţile de roci întîlnite, arătîndu-se repartiţia lor în spaţiu. Sînt făcute următoarele separaţiuni în şisturile cristaline: I. Gnaise (muscovitice, biotitice sau cu două mice, uneori oculare). II. Micaşisturi (muscovitice, biotitice sau cu două mice, acestea din urmă putînd uneori conţine granat, turmalină, staurolit sau disten); în aceeaşi grupă intră şisturile calcaroase şi cele grafitoase. III. Şisturi amfibolice (uneori cu epidot); tot aci intră gnaisele amfibolice şi şisturile cu clorit şi epidot. IV. Calcare cristaline. Ca roci eruptive se menţionează: granite, porfire, diorite, epidiorite, diabaze şi diabazporfirite. Lucrarea este însoţită de o hartă la scara 1: 300.000 şi de 5 profile.

În 1906 apare teza de doctorat a lui M. REINHARD (23), avînd ca subiect gnaisul de Cozia. Se descriu amănunţit fiziografia mineralelor componente ale acestui gnais, precum şi varietăţile lui petrografice. Sînt descrise de asemenea intercalaţiile de amfibolite şi de micaşisturi din masa gnaiselor. Schiţa geologică care însoţeşte lucrarea cuprinde întregul versant sudic al masivului Făgăraş; horstul gnaiselor de Cozia este unit în această schiţă, prin valea Doamnei şi valea Vîlsanului, cu zona gnaiselor de la Cremenea—Ezer şi de la izvoarele Dîmboviţei.

În 1910 se publică lucrarea lui M. REINHARD asupra şisturilor cristaline ale versantului sudic al munţilor Făgăraş (24). Şisturile cristaline ale acestui masiv sînt încadrate în grupa skepptychigenă, corespunzătoare grupului getic al lui MURGOCI. Pe lîngă un studiu microscopic detaliat al varietăţilor de roci întîlnite, se găsesc aci şi comparaţii cu roci corespunzătoare ale altor masive cristaline din Carpaţi. În grupa şisturilor cristaline sînt descrise: 1. filite (împreună cu şisturi sericitoase, cuarţite, calcare şi dolomite); 2. micaşisturi (uneori cu granat şi turmalină); 3. amfi-

Institutul Geologic al României

bolite. Gnaisul de Cozia și cel de Cumpăna sînt considerate ca roci magmatice; se descriu și « enclavele » acestora. Ca roci filoniene se menționează porfire granitice, pegmatite, aplite și diabazporfirite Harta geologică la scara de 1: 333.000 este însoțită de un profil la scara de 1: 125.000.

Imediat după primul război mondial, Șt. CANTUNIARI publică două note (2, 3) asupra unor profile efectuate în partea centrală și estică a munților Făgăraș. Sînt semnalate șisturi sericitoase și cuarțite pe cursul inferior al văii Arpașului, precum și micașisturi, amfibolite, calcare dolomitice și șisturi grafitoase pe cursul ei superior; în cele din urmă roci sînt localizate mineralizații metalifere. La poalele munților, atît în zona Arpaș, cît și în zona estică, Șercăița, marne și gresii miocene, uneori și tufuri dacitice, acoperă șisturile cristaline.

Ceva mai tîrziu O. SCHMIDT studiază extremitatea estică a munților Făgăraș, expunîndu-și rezultatele în două comunicări (26, 27). În ansamblul Carpaților meridionali, el separă de Cristalinul Lotrului, pe de o parte Cristalinul Făgărașului, împreună cu gnaisul de Cumpăna-Holbav, iar pe de alta, Cristalinul Leaotei, de care s-ar lega gnaisul de Cozia. În sectorul izvoarelor Bîrsei—Șinca, seriile cristaline sînt următoarele (de la S la N): 1. Seria micașisturilor feldspatizate (Seria de Leaota), formată de micașisturi cu porfiroblaste de feldspat, uneori rocile fiind biotitice sau granatifere. 2. Seria gnaisului de Holbav (Cumpăna), în care intră gnaise oculare, gnaise alcaline feldspatizate micacee, gnaise cu plagioclaz, micașisturi și amfibolite. 3. Seria de Ciuta, formată din șisturi sericito-cloritoase și șisturi cuarțitice cu muscovit (autorul cuprinzînd în această serie și roci sedimentare laminate, ca conglomerate cuarțitice, gresii, șisturi argiloase, calcare și dolomite, de vîrstă eventual permo-triasică). 4. Zona gnaisului de Strîmba constituită din gnaise și micașisturi diaftoritice, cu șistozitate fină și gnaise oculare.

Autorul consideră că gnaisul de Holbav din baza Cristalinului Făgărașului încalecă spre SE peste seria micașisturilor feldspatizate (Seria de Leaota), linia de încălecare fiind în prelungirea celei constatate la Vulcan—Codlea, unde Cristalinul gnaisic vine în contact anormal cu Mesozoicul. Gnaisul de Cozia ar aparține Cristalinului de Leaota.

Seria de Ciuta, împreună cu Sedimentarul laminat, ocupă axul sinclinalului de Șinca Nouă.

Harta geologică a lui O. SCHMIDT a rămas în manuscris, găsindu-se în arhiva Comitetului Geologic. Tot în manuscris (în arhiva Comitetului Geologic) a rămas și a doua hartă la scara de 1: 50.000, posterioară comunicării tipărite; în ea găsim cîteva detalii interesante în plus, în special în ceea ce privește depozitele sedimentare ale Seriei de Ciuta. În 1932, cu ocazia expunerii rezultatelor unor cercetări asupra marginii sud-estice a bazinului transilvan, O. SCHMIDT (28) publică o hartă a regiunii Șinca Nouă din care aflăm detalii prețioase asupra răspîndirii depozitelor sedimentare și cristaline în acest sector.

Institutul Geologic al României

Într-o notă comunicată în 1932, A. STRECKEISEN (30) distinge în partea orientală a Carpaţilor meridionali trei unităţi cristaline: Cristalinul Leaotei, Cristalinul Făgăraşului şi Cristalinul Coziei, toate trei deosebite de Cristalinul Lotrului de la vest de Olt. În sinteza Carpaţilor meridionali publicată în 1934, A. STRECKEISEN (29) expune pe scurt toate datele petrografice cunoscute pînă la acea vreme asupra munţilor Făgăraşului, adoptînd aceeaşi diviziune ca mai sus. La nord de zona gnaiselor de Cumpăna el distinge o fîşie de roci pe care le denumeşte « lotroide » pentru a arăta asemănarea lor cu şisturile Seriei de Lotru, fără a le încadra însă în aceeaşi unitate. Gnaisele de Cumpăna sînt considerate ca încălecînd peste Cristalinul Leaotei, fără a se da însă o apreciere a amplitudinii şi valorii încălecării.

ŞT. GHIKA-BUDEŞTI (7) în sinteza Carpaţilor meridionali centrali, face şi o expunere a cercetărilor proprii din partea vestică a masivului Făgăraş (harta la scara 1: 50.000 a rămas în manuscris). D-sa repartizează şisturile cristaline ale acestui masiv la trei serii cristaline, împărţite la rîndul lor în mai multe zone.

Seria de Cumpăna, cea mai sudică, cuprinde zona gnaiselor oculare de Cozia, zona gnaiselor de Cumpăna şi zona de Măgura Cîinenilor, formată din micaşisturi şi paragnaise faneroblastice cu biotit, granat şi uneori cu staurolit sau disten şi cu intercalaţii de amfibolite.

Seria de Făgăraş cuprinde zona de Vemeşoaia (şisturi micacee microblastice cu biotit, clorit şi muscovit, cu intercalaţii de cuarţite, şisturi amfibolice şi calcare), zona de Surul (caracterizată prin calcare cristaline şi paramfibolite, cu intercalaţii de micaşisturi cu granat, staurolit şi disten), zona de Şerbota (paragnaise cu granat, staurolit şi disten) şi zona de Valea Satului—Porceşti (micaşisturi cloritoase, calcare şi amfibolite), asemănătoare zonei Vemeşoaia.

Seria de Poiana Ruscă—Răşinari cuprinde zona de Poiana Neamţului, cea mai nordică, constituită din filite şi şisturi cloritoase şi sericito-cloritoase, cu intercalaţii de calcare cristaline.

Autorul subliniază că seria stratigrafică este marcată de şistozitate şi consideră că zona Măgura Cîinenilor şi cea de Şerbota ar apărea în anticlinal, pe cînd zona de Vemeşoaia ar fi prinsă într-un sinclinal, toate aceste structuri fiind orientate aproximativ E—W, paralel cu creasta principală.

V. MANILICI în teza sa de doctorat (11) reia studiul, început de O. SCHMIDT, al părţii estice a masivului, avînd însă ca obiect principal filoanele eruptive mesozoice. În Cristalin d-sa deosebeşte Seria de Ciuta (şisturi sericito-cloritoase, cuarţite grafitoase, filite, conglomerate metamorfozate) şi Seria de Holbav, în care descrie paragnaise cu oligoclaz, paragnaise cu porfiroblaste de albit, micaşisturi cu granat, paragnaise cu epidot, amfibolite plagioclazice cu augit, cu biotit sau cu granat, calcare cristaline şi gnaise oculare. D-sa contestă prezenţa vreunei linii de încălecare în regiune şi afirmă existenţa unei treceri gradate dela rocile Seriei de Holbav la cele atribuite de alţi autori, Seriei de Leaota.

Institutul Geologic al României

Numeroasele filoane eruptive mesozoice ale regiunii sînt studiate detaliat. V. MANILICI identifică: porfire sienitice cuarțifere, sienite porfirice, sienite cuarțifere cu riebeckit, bostonite cuarțifere, porfire bostonitice cuarțifere, bostonite porfirice, aplite sienitice, trahite, porfire cuarțifere, diabaze porfirice, diabaze și camptonite. Rocile sînt caracterizate mineralogic și chimic. Se descriu de asemenea unele din mineralizările metalifere din regiune.

Într-o altă comunicare (12), V. MANILICI se ocupă de Cristalinul versantului sud-estic al Făgărașului, cuprins între Rîul Doamnei și Rîul Cernat. Sînt separate două zone. În nord, zona paragnaiselor corespunde zonei de Cumpăna și celei de Măgura Cîinenilor (GHIKA), fiind formată din paragnaise, gnaise amfibolice, micașisturi, (uneori cu almandin, staurolit și disten), amfibolite cu plagioclaz, șisturi amfibolice cu granat; zona este străbătută de injecții de gnaise oculare și de unele filoane pegmatitice. În sud, zona micașisturilor cuprinde micașisturi cu biotit și clorit, uneori cu almadin, micașisturi cu porfiroblaste de albit, gnaise albitice și amfibolite cu epidot; și mai spre sud, se trece la șisturi sericito-cloritoase. Șisturile cristaline sînt străbătute de filoane eruptive bazice (diabaze, diabaz-porfirite, camptonite), cele alcaline lipsind cu totul. Zona micașisturilor se dispune peste zona paragnaiselor, înclinările fiind în general sud-estice; nici aci nu se constată prezența vreunei linii de încălecare.

Recent, N. GHERASI a publicat un studiu asupra regiunii învecinate a Leaotei (5), separînd în Cristalin următoarele tipuri de roci: gnaise (paragnaise, gnaise mixte, gnaise lenticulare, gnaise oculare), micașisturi, șisturi cu porfiroblaste de albit, șisturi clorito-sericitoase, cuarțite, șisturi grafitoase, amfibolite și porfiroide, toate străbătute de rare filoane granitice de tip Albești-Brătei.

STRATIGRAFIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII

Regiunea cercetată este formată aproape exclusiv din terenuri cristalofiliene, care sînt străbătute de filoane eruptive neafectate de metamorfism. La marginile regiunii apar în unele puncte depozite sedimentare de vîrstă mesozoică și neozoică.

ȘISTURILE CRISTALINE

Din capul locului, o dată cu primele excursiuni în regiune ni s-a pus problema adoptării unui criteriu de clasificare a șisturilor cristaline aplicabil în teren, pentru a putea redacta o hartă geologică expresivă. În ordinea cronologică a apariției principalelor tratate care adoptau unul sau altul din criteriile exprimate în literatura geologică, am avut de ales între împărțirea terenurilor cristalofiliene pe zone de adîncime (GRUBENMANN-NIGGLI) (37) pe zone de minerale-index (HARKER, 38) și pe faciesuri minerale (ESKOLA, 34, TURNER, 50, BARTH, 31, RAMBERG, 44).

Institutul Geologic al României

Ca rezultat al lucrărilor de teren, am putut individualiza bine o zonă cu granat (şi cu biotit roşu-brun, mai larg dezvoltat), situată sub o zonă cu clorit (şi cu biotit brun-gălbui, mai slab dezvoltat şi apărînd sporadic); şi mai profundă este o zonă cu staurolit (cu granaţi mari de cîţiva milimetri şi cu micele dezvoltate faneroblastic). Prima zonă aparţine, în general, metamorfismului izochimic; în ultima zonă apare clar metamorfismul allochimic, evidenţiat printr-o zonă de injecţie sau feldspatizare (migmatizare în sensul mai larg, definit de WEGMANN). Nu am adoptat clasificarea lui JUNG şi ROQUES (39) deoarece nu am găsit-o conform cu realităţile terenului studiat. Într-adevăr, la noi micaşisturi de tipul celor « inferioare » sînt indisolubil asociate cu paragnaise (« gneiss supérieurs »), şi apariţia feldspatului nu constituie după părerea noastră dovada unei trepte mai adînci de metamorfism. În schimb, împărţirea, cel puţin pentru zonele superioare în ectinite şi migmatite, o considerăm binevenită, şi exprimă realitatea că măcar în parte, gradul de metamorfism e independent de stadiul de migmatizare, frontul migmatitic putîndu-se ridica uneori pînă în epizonă.

Ideea de bază de la care am pornit în această lucrare este că gradul de metamorfism atins de o rocă se traduce, în general, prin cristalinitatea ei, prin acest termen înţelegînd dezvoltarea mineralelor constitutive; aşa cum spune ESKOLA (34), mărimea granulelor este o măsură a gradului de metamorfism. O scară cantitativă riguroasă este greu de alcătuit; dacă vom compara însă orice şist epizonal din regiunea noastră cu un micaşist cu staurolit, dezvoltat faneroblastic (cu granaţi pînă la 1 cm diametru şi cu mice de ordinul milimetrilor în medie), ne vom da seama că acest criteriu nu este iluzoriu, ci are o semnificaţie reală. De aci a plecat Petrografia; cu timpul, prin studiu amănunţit, s-au adăugat criteriile mineralogice-paragenetice, care au ajuns uneori să predomine. Este cert că acestea au mare importanţă, şi pot avea în unele cazuri prioritatea: citäm astfel cazul Seriei de Baia de Arieş din munţii Apuseni, în care caracterul mesozonal este dat de prezenţa granatului şi staurolitului în roci cu aspect filitos şi este confirmat de asociaţia cu amfibolite plagioclazice şi cu marmore cu bobul mare. De multe ori însă grupele paragenetice pe care le găsim în unele tratate de metamorfism nu se găsesc în teren în situaţiile « prescrise » de aceste tratate. Cazuri concrete vom vedea mai jos. Trebuie să mai menţionăm în încheiere faptul că multe din limitele trasate pe hartă sînt de fapt simplificări ale situaţiilor din teren, unde, după cum spune ŞT. GHIKA (7), tranziţiile gradate formează regula.

Din examenul literaturii existente asupra munţilor Făgăraşului se poate constata că serii şi zone cristaline locale bine caracterizate fuseseră separate atît de O. SCHMIDT şi V. MANILICI în E cît şi de ŞT. GHIKA în W. Pentru zona cuprinsă între izvoarele Bîrsei la E şi vîrful Şerbota la W, pentru care nu există încă o cartare la scara mai mare de 1: 100.000, se punea problema de a vedea care din aceste serii şi zone rămîn de importanţă locală şi care constituie unităţi de însemnătate regională.

Institutul Geologic al României

În urma lucrărilor efectuate am adoptat următoarea diviziune a șisturilor cristaline. În sud, Seria de Leaota ne apare bine individualizată, fiind formată din roci predominant clorit-albitice. Un mare sector axial este constituit din Seria de Cumpăna, care cuprinde atît fîșia propriu-zisă a gnaiselor de Cumpăna-Holbav, cît și, de o parte și de alta a ei, zone mai largi de paragnaise și micașisturi cu caractere mesozonale. În sfîrșit partea nordică a regiunii este formată din Seria de Făgăraș (șisturi clorit-biotitice, cu caractere de tranziție mesoepizonale și șisturi sericito-cloritoase epizonale). Vom descrie aceste serii în această ordine, de la sud spre nord.

Seria de Leaota. Seria de Leaota a fost întotdeauna caracterizată de autorii care au studiat-o sau au menționat-o în lucrările lor, ca fiind formată predominant din șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit. În regiunea noastră, această serie este dezvoltată în partea inferioară a văilor Dîmbovița și Bîrsa. În cadrul Seriei de Leaota noi am putut distinge însă clar două zone bine individualizate, diferite prin gradul lor de metamorfism: zona de Tămășel și zona de Tămaș.

Zona de Tămășel apare în extremitatea sud-estică a regiunii noastre, pe valea Spirlei, Bîrsa Tămașului, muntele Tămășel, valea Tămașului, și valea Dîmboviței, extinzîndu-se de-a lungul acesteia spre sud pînă la Rucăr.

Principalele roci care apar în compoziția zonei de Tămășel sînt șisturile clorito-amfibolice cu albit și șisturile clorito-sericitice cu albit. Paragenezele caracteristice acestor două tipuri sînt următoarele: clorit—amfibol—albit ± epidot și clorit—sericit-albit ± cuarț.

În afara lor se întîlnesc sporadic șisturi albitice, în constituția cărora mai intră fie numai cloritul, fie cloritul și epidotul, epidotul singur sau calcitul. Toate aceste roci se încadrează în faciesul șisturilor verzi. Cu excepția șistului albitic cu calcit, CO_2 lipsește în general din constituția lor.

Șisturile clorito-amfibolice cu albit au structura grano-porfiroblastică și textura șistoasă. Albitul apare sub forma a numeroase granule fine ovale, mai rar cu tendința de formare a unor porfiroblaste bine dezvoltate; granulele alungite în sensul șistozității, sînt de obicei nemaclate, sau prezintă foarte rareori maclare simplă. Nu prezintă decît sporadic incluziuni fine de epidot sau de amfibol. Caracterul albitic al plagioclazului a fost determinat prin relieful față de balsam.

Cloritul formează o masă interstițială care umple o parte din spațiile dintre granulele albitice. Birefringența sa este extrem de scăzută, în tonuri de verde-brun, datorită culorii proprii, iar pleocroismul slab de la verde pînă la galben-verzui.

Amfibolul (actinot) se prezintă în două varietăți: fie ca mici porfiroblaste, cu conture subidiomorfe, răspîndite în cuprinsul rocei, fie ca ace mărunte, orientate după șistozitate și asociate cloritului în masa interstițială a rocei.

Epidotul se întîlnește uneori sub forma unor granule fine, uniform diseminate. Cu totul sporadic se mai întîlnesc în rocă foițe de biotit.

Institutul Geologic al României

Titanitul, întîlnit uneori în cantitate ridicată pentru un mineral accesoriu, formează aglomeraţiuni de granule fine dispuse în benzi alungite de-a lungul şistozităţii.

	%	mm
Albit	35—65	0,02—1,4
Clorit	15—40	0,05—1,5
Amfibol	10—45	0,1 —2,0/0,01—0,9
Epidot	0—40	0,02—0,7
Biotit	sporadic 1%	0,2 —0,4
Titanit	1—5	0,02—0,1
Calcit	sporadic 1%	0,1 —0,3

Şisturile clorito-sericitice cu albit au structura granoblastică şi textură şistoasă. Masa fundamentală este formată din granule de cuarţ şi de albit, aproape izometrice, cu conture uşor ovale sau mai rar îndinţate. Uneori, cristalele de albit sînt maclate simplu. Această masă este străbătută de benzi aproape continui, formate din foiţe de clorit şi din sericit, în cristale mai slab dezvoltate sau chiar în solzişori fini. Granule de titanit şi de minereu se aglomerează în special în păturile micacee.

	%	mm
Albit	45—65	0,02—0,6
Cuarţ	5—25	0,03—0,2
Clorit	10—30	0,1 —0,6
Sericit	5—15	0,04—0,7
Titanit	0— 3	0,02—0,1
Minereu	0— 2	0,02—0,4

Şisturile albitice cu calcit (M. Tămăşel) sînt formate din păturl subţiri sericitice cu numeroase granule de titanit, alternînd cu benzi, în care masa bazală este constituită pînă la 40% din calcit (0,05—0,5 mm) şi, subordonat, clorit; ea include porfiroblastele de albit.

O analiză chimică a unui şist clorito-amfibolic cu albit de pe Bîrsa Tămaşului, a dat următoarele rezultate (B. Budescu):

	%
SiO_2	53,00
Al_2O_3	17,73
Fe_2O_3	7,22
FeO	4,08
MgO	0,72
CaO	6,50
Na_2O	6,53
K_2O	0,61
H_2O	1,92
TiO_2	1,21
MnO	0,16
P_2O_5	0,16
S	0,03
H_2O-	0,19
	100,06%

Parametrii Niggli		
si	—	155
al	—	31
fm	—	29
c	—	20
alk	—	20
k	—	0,05
mg	—	0,1

Institutul Geologic al României

Valorile obținute se apropie în mod sensibil de cele ale diabazelor spilitice (analize chimice comparative în V. I. LUCIȚKI, 35) și prezintă toate caracteristicile acestora, astfel că putem adopta ipoteza unei origini tufogene bazice pentru o mare parte din rocile Seriei de Leaota.

În diagrama ACF (după ESKOLA și TURNER), analiza se proiectează în punctul: A = 38%; C = 35%; F = 27%, al triunghiului subfaciesului muscovit-cloritic al faciesului șisturilor verzi, așezîndu-se în cîmpul 6, cu parageneza caracteristică epidot-clorit-amfibol (fig. 1).

Formula celulei-standard după BARTH a șistului clorito-amfibolic cu albit analizat rezultă a fi:

$$K_{0,7}\ Na_{11,7}\ Ca_{6,5}\ Mg_{1,0}\ Fe_{8,3}\ Al_{19,4}\ Ti_{0,9}\ Si_{49,2}\ P_{0,1}$$
$$[O_{148,2}\ (OH)_{11,8}]_{160}$$

Șisturile clorito-sericitice cu albit provin dintr-un material mixt, tufogen și sedimentogen, acesta din urmă pus în evidență prin prezența sericitului și a cuarțului. Analiza lor chimică le-ar plasa în cîmpul 1 al triunghiului ACF, prin dispariția amfibolului și apariția sericitului, aceste două fiind minerale necongresibile. Celelalte tipuri de roci intermediare își găsesc locul pe linia 2, epidot-clorit.

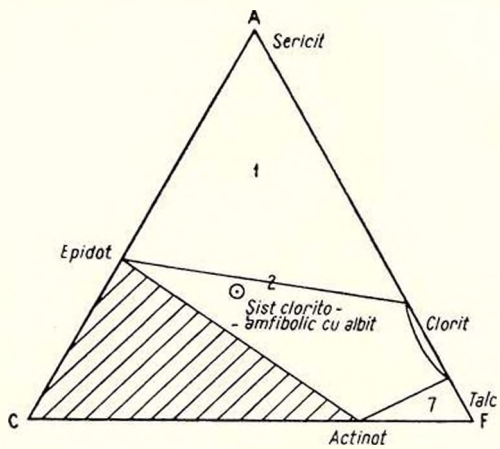


Fig. 1. — Faciesul șisturilor verzi. Subfaciesul muscovit-cloritic. Roci fără CO_2.

Zona de Tămaș se urmărește din valea Dîmboviței, prin muntele Tămaș pînă în valea Bîrsa Tămașului, imediat amonte de Plaiul Foii. Ea este formată din paragnaise muscovit-cloritice cu porfiroblaste mari de albit. Rocile se caracterizează, în general, prin dezvoltarea largă a unor minerale care apăreau, mult mai fin cristalizate, și în zona de Tămășel: albitul, cloritul și muscovitul. În lungul limitei cu zona de Tămășel se observă un nivel foarte subțire de șisturi cloritoase cu granați mici, asociate uneori cu șisturi amfibolice fine.

Paragnaisele cu porfiroblaste de albit au textura șistoasă-ondulată. Albitul se caracterizează printr-o dezvoltare porfiroblastică, mult mai pronunțată decît în șisturile cloritoase tipice ale zonei de Tămășel, dimensiunile porfiroblastelor fiind cel puțin duble. Albitul are forma ovală, nu este decît rareori maclat și niciodată polisintetic și cuprinde incluziuni de cuarț, granat, biotit și muscovit, cele din urmă fiind frecvent orientate paralel.

Institutul Geologic al României

În masa fundamentală este prezent şi cuarţul, asociat cu granule mărunte de albit; extincţia sa este puternic onduloasă. Păturile micacee ale rocei sînt formate din muscovit şi clorit (o varietate pleocroică în tonuri de verde şi galben). Ele mulează porfiroblastele de albit; asociate cu cloritul apar rareori foiţe de biotit. Porfiroblastele mărunte de granat uniform răspîndite în aproape toate rocile de acest tip, sînt uneori atacate marginal de un început de cloritizare. Diseminate în masa rocilor apar cristale prismatice de epidot, uneori destul de numeroase; este un pistacit cu —2V cca 70° şi cu alungire pozitivă. Ca minerale accesorii se întîlnesc magnetitul şi apatitul.

	%	mm
Albit	30—70	0,05—2,2
Cuarţ	10—40	0,04—1,2
Muscovit	20—30	0,05—0,7
Clorit	15—30	0,1 —2,0
Biotit	0— 7	0,02—0,8
Granat	0— 5	0,1 —2,0
Epidot	0— 7	0,1 —0,8
Apatit	sporadic 1	0,1 —0,2
Magnetit	0— 3	0,06—0,3
Turmalină	0— 2	0,06—0,2

Trebuie remarcat de asemenea faptul că în aceste paragnaise, al căror grad mai intens de metamorfism e pus în evidenţă de prezenţa granatului şi a biotitului, dimensiunile porfiroblastelor de albit precum şi ale muscovitului şi cloritului sînt şi ele mai mari decît în şisturile cloritoase ale zonei de Tămăşel. Acest fapt se explică mai uşor printr-o recristalizare mai avansată a rocilor, care a mers mînă în mînă cu apariţia mineralelor noi, de metamorfism mai accentuat, decît printr-un fenomen de metasomatoză care ar fi afectat şisturi cristaline gata metamorfozate şi în posesia unora din caracterele lor actuale. Ipoteza unei impregnări metasomatice cu albit pentru explicarea genezei acestor roci ni se pare puţin probabilă şi datorită faptului că proporţia de feldspat faţă de cuarţ pare a rămîne aproximativ aceeaşi.

În literatura geologică sînt cunoscute cazuri cînd şisturi cu porfiroblaste de albit au fost considerate ca provenind din albitizarea unor şisturi cuarţ-muscovit-cloritice în aureola de contact a unor granite: descrierea metasomatozei sodice în regiunea Stavanger de către V. GOLDSCHMIDT a rămas clasică în această privinţă. După BEARTH (citat de RAMBERG), în gnaisele preorogenice ale Alpilor ar fi răspîndită o albitizare sinorogenă. LAPADU-HARGUES, REYNOLDS ş.a. aduc o justificare a migraţiei mai îndepărtate a ionilor de Na faţă de cei de K, prin raza ionică mai mică a celor dintîi. RAMBERG (44) însă, deşi metasomatist, combate acest punct de vedere, arătînd că mobilitatea ionilor e în raport cu energia de legătură a fiecăruia în reţeaua cristalină; metasomatoza sodică predomină la temperaturi joase, iar cea potasică e mai intensă la temperaturi mai înalte.

Institutul Geologic al României

Caracterele arătate mai sus ne fac însă să acceptăm mai greu ipoteza unei metasomatoze sodice regionale, şi înclinăm spre cea a unui metamorfism izochimic, care a afectat pachete de roci bazice (probabil tufacee, datorită absenţei unor structuri relicte).

Şisturile cloritoase cu granat de la limita zonei de Tămăşel sînt formate din cuarţ, benzi subţiri de clorit cu cîteva foiţe de muscovit şi biotit slab dezvoltate, şi granaţi mărunţi, vizibili numai la microscop.

Şisturile amfibolice asociate uneori cu şisturile precedente (în Plaiul Tămaşului şi în şeaua Tămaşului), se caracterizează prin prezenţa unei cantităţi reduse de feldspat (oligoclaz) în rocă şi prin dezvoltarea aciculară a cristalelor de hornblendă; pe lîngă aceste minerale îşi fac apariţia cloritul, epidotul, zoizitul, granatul şi biotitul. Titanitul este frecvent ca mineral accesoriu.

Afinităţile petrografice leagă Seria de Leaota de Seria de Biharia din munţii Apuseni, de Cristalinul Locvei din Banat şi în parte şi de Seria de Drăgşan din Autohtonul Danubian.

Trebuie să admitem că la un moment dat în cursul Paleozoicului mediu au avut loc în Carpaţi erupţiuni bazice cu un pronunţat caracter de generalitate. Acest magmatism este considerat de STILLE ca reprezentînd preludiul unei orogeneze, în stadiu geosinclinal; magmatismul iniţial ne poate servi astfel, în stivele de şisturi cristaline, a reconstitui evoluţia lor tectonică. În cazul nostru, şisturile tufogene au marcat poate stadiul iniţial al orogenezei hercinice. În legătură cu aceste roci, se ridică problema paralelizării zonelor de metamorfism cu faciesurile metamorfice. După GRUBENMANN-NIGGLI, şisturile cloritoase şi clorito-amfibolice cu albit se aşează în epizonă. HARKER le atribuie acelaşi loc, anume în zona de clorit; el menţionează şi unele şisturi de acest tip, care pot ajunge în zona cu biotit. HARKER arată de asemenea că în unele şisturi clorit-albitice cu epidot sau cu calcit de metamorfism slab (zona cu clorit), provenind din roci bazice, poate să apară şi o hornblendă aciculară. După ESKOLA, prezenţa amfibolului în roci este incompatibilă cu apartenenţa lor la faciesul de şisturi verzi. TURNER admite că doar actinotul poate fi stabil pînă în cele mai joase grade de metamorfism; cristalele de hornblendă care apar uneori în şisturi clorit-albit-epidotice ar trebui considerate ca relicte metastabile, indicînd inexistenţa echilibrului chimic în rocă. RAMBERG în fine spune că totul se reduce la o problemă de convenţie; el consideră însă că actinotul ia naştere la o temperatură mai ridicată.

Concluzia pe care o tragem este următoarea: în cazul epizonei avem o scară de condiţii termo-dinamice care ne permit o aprofundare a studiului ei în sensul posibilităţii unor subdiviziuni. Aceste subdiviziuni pot fi făcute în mod teoretic după principiul faciesurilor: ca limite inferioare ale faciesului de şisturi verzi pot fi luate fiecare din transformările (RAMBERG) (44):

Muscovit + clorit feromagnezian + silice $\rightleftharpoons$ biotit + clorit aluminos;

Institutul Geologic al României

Calcit + clorit + silice $\rightleftharpoons$ actinot + epidot + H_2O + CO_2;

Clorit + silice $\rightleftharpoons$ granat + H_2O.

Aceste transformări nu se petrec însă la aceaşi temperatură, iar practic în teren, lucrul se reduce la identificarea unor minerale index. Revenim astfel la principiul zonelor lui BARROW şi TILLEY, care de altfel este susceptibil de adaptări la condiţiile locale. O perfecţionare a sa a adus-o TURNER, care distinge nu mai puţin de patru zone succesive ale cloritului, tocmai după gradul de recristalizare ale mineralelor componente, zona cu clorit-albit fiind a IV-a, cea mai profundă.

Iată deci că principiul faciesurilor, indispensabil pentru o discuţie genetică asupra şisturilor cristaline, este greoi de aplicat cînd e vorba să deosebim în teren complexe naturale de roci.

Seria de Cumpăna. Seria de Cumpăna ocupă întreaga porţiune axială a regiunii cercetate de noi, prezentîndu-se cu caractere mesozonale tipice. Criteriul adoptat de noi pentru delimitarea seriei a fost apariţia granatului şi a biotitului brun-roşcat dezvoltat larg; ea este constituită deci în cea mai mare parte din micaşisturi şi paragnaise muscovitice, în care apar foarte frecvente intercalaţii bogate în biotit şi granaţi, alternînd cu alte benzi, în care aceste minerale nu sînt vizibile megascopic. Seria de Cumpăna, aşa cum se prezintă în regiunea noastră, se leagă bine cu faciesurile mesozonale ale Cristalinului Getic de la vest de Olt, lucru pus în evidenţă de către ŞT. GHIKA (7), şi de care am putut să ne dăm seama şi noi cu ocazia unor studii în alte sectoare ale Carpaţilor meridionali.

Tranziţia gradată de la Seria de Leaota la cea de Cumpăna este bine pusă în evidenţă prin prezenţa pe valea Dîmboviţei şi pe valea Bîrsei a unei zone largi de 6—7 Km., în cuprinsul căreia granatul şi biotitul coexistă cu cloritul şi în care apar şi intercalaţii de paragnaise cu porfiroblaste de albit. De-a lungul limitei nordice a Seriei de Cumpăna, din D. Babii pînă la Piciorul Bătrîn, apare un nivel de tranziţie, foarte subţire însă, de micaşisturi cu biotit şi cu granat cloritizat. În Seria de Cumpăna am deosebit, dela SE spre NW următoarele patru zone:

Zona paragnaiselor cu biotit şi clorit, uneori şi cu porfiroblaste de albit;

Zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav;

Zona micaşisturilor faneroblastice cu staurolit (zona de Măgura Cîinenilor);

Zona micaşisturilor şi paragnaiselor cu granat (zona de Şerbota).

Desigur, separaţia între unele din aceste zone nu este perfect netă, micaşisturi şi paragnaise cu sau fără granat apar intercalate în cantitate mare şi în primele trei zone. În toate aceste zone se întîlnesc şi lentile de amfibolite.

Zona paragnaiselor biotitice cu clorit constituie tranziţia spre Seria de Leaota, pe văile Dîmboviţei şi Bîrsei. Intercalaţii cu porfiroblaste de albit apar spre SE; în afară de cîteva amfibolite şi şisturi amfibolice, mai numeroase în partea de SE a regiunii (V. Dîmboviţei), nimic nu vine să întrerupă monotonia acestor paragnaise.

Institutul Geologic al României

Paragnaisele biotitice cu clorit au structura granolepidoblastică şi textura şistoasă. Cuarţul constituie cea mai mare parte din masa rocei, apărînd sub forma de granule cu conture neregulate, cu extincţie onduloasă pronunţată. În ţesătura fundamentală a rocei, cuarţului se asociază plagioclazul, care în unele tipuri se prezintă în granule bine individualizate de formă asemănătoare; compoziţia sa este cea a unui oligoclaz, cu birefringenţă net mai scăzută decît la porfiroblastele de albit ale Seriei de Leaota. Se mai prezintă şi sub alt aspect, acela al unor nodule cu forme neregulate, « amoeboidale », care înglobează ca incluziuni cristale mici (« picături ») de cuarţ sau de mice.

Muscovitul asociat celorlalte minerale micacee, se găseşte dispus în benzi care dau rocei şistozitatea pronunţată, cu caracter plan sau cu ondulaţii largi şi de mică amplitudine. Biotitul, prezentînd aureole pleocroice, este asociat cu cloritul care în general predomină cantitativ; este greu a ne pronunţa cu certitudine asupra relaţiilor de succesiune dintre aceste două minerale, dar s-ar părea că mai de grabă cloritul a înlocuit biotitul. Granatul apare frecvent ca granule care nu întrec 1 mm. diametru, uneori afectate de un început de cloritizare sub forma de reţea. Granule mărunte de epidot sînt destul de rare. Un mineral care îşi face destul de frecvent apariţia în aceste roci este turmalina: pe feţele de şistozitate sînt răspîndite cristale prismatice pînă la 1 cm. lungime, asociate păturilor de minerale micacee. Ca minerale accesorii se întîlnesc magnetitul şi apatitul.

	%	mm
Cuarţ	25—50	0,02—1,0
Plagioclaz	30—50	0,02—1,2
Muscovit	10—25	0,07—0,8
Biotit	0—15	0,1 —0,7
Clorit	0—20	0,1 —0,8
Epidot	0— 3	0,04—0,3
Granat	0—20	0,02—0,3
Turmalină	0—10	0,1 —0,2
Magnetit	0—2	0,02—0,15
Apatit	sporadic < 1	0,1 —0,3
Zircon	sporadic < 1	

O analiză chimică a unui paragnais biotitic cu clorit a dat următoarele rezultate (chimist B. BUDESCU):

SiO_2	78,12
Al_2O_3	10,83
Fe_2O_3	1,31
FeO	1,44
MgO	1,06
CaO	0,87
Na_2O	2,06
K_2O	1,82

Institutul Geologic al României

H_2O+	1,02
TiO_2	0,88
MnO	0,06
P_2O_5	0,12
H_2O^-	0,16
	99,80%

Formula celulei standard după BARTH este:

$$K_{2,1}\ Na_{3,8}\ Ca_{0,9}\ Mg_{1,5}\ Fe_{2,1}\ Al_{12,1}\ Ti_{0,6}\ Si_{74,0}\ P_{0,1}\ [O_{153,6}(OH)_{6,4}]_{160}$$

În diagrama ACF, analiza se proiectează în punctul: A — 49%; C — 15%; F — 36%; al triunghiului subfaciesului cloritoid — almandinic al faciesului albit-epidot-amfibolitic (TURNER) (fig. 2).

Limita dintre Seria de Leaota şi cea de Cumpăna a fost trasată pe criteriul apariţiei în cantitate mai mare a biotitului, precum şi a înlocuirii albitului de către oligoclaz, în cea din urmă. Tranziţia din tre cele două serii se poate pune în evidenţă prin persistenţa dezvoltării nodulare a plagioclazului în unele intercalaţii din prima zonă a Seriei de Cumpăna, precum şi prin frecvenţa cloritului în această zonă.

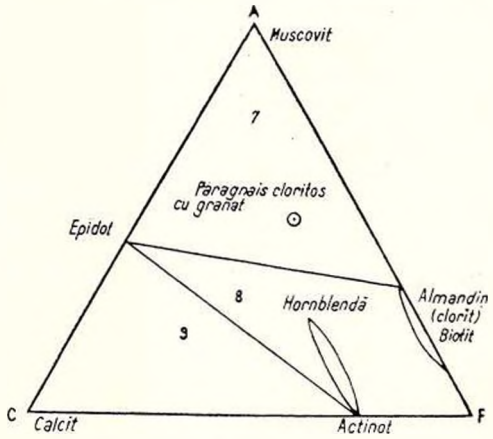


Fig. 2. — Faciesul albit-epidot-amfibolitic. Subfaciesul cloritoid-almandinic.

Între Peceneagu şi Rudărita apare o fîşie subţire de micaşisturi biotitice cu granat, de tipul celor din zona de Şerbota, în imediata vecinătate a zonei gnaiselor de Cumpăna. Această fîşie dispare spre Bîrsa lui Bucur.

Zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav are o orientare ENE—WSW, urmărindu-se din Bîrsa lui Bucur, prin valea Bîrsei Groşetului la Rudărita şi prin muntele Lerescu, pînă în valea Dîmboviţei, între pîrîul cu Scara şi valea Mînăstirii; aci, cea mai mare parte a zonei trece pe versantul sudic al Dîmboviţei, ieşind deci din regiunea noastră, o parte rămîne însă şi pe versantul nordic, întîlnindu-se pe toţi afluenţii stîngi pînă la valea Vladului. În această zonă, largă de 2—3 km., gnaise leucocrate alternează repetat cu paragnaise, comune şi în celelalte zone ale Seriei de Cumpăna. Se întîlnesc şi lentile de gnaise amfibolice şi de amfibolite.

Am deosebit trei tipuri de gnaise: gnaise rubanate (lit-par-lit) de tip Cumpăna, gnaise oculare, de tip Cozia şi gnaise aplitice; toate sînt predominant biotitice.

Institutul Geologic al României

Lentile de gnaise oculare se întîlnesc şi izolat mai spre nord, în celelalte zone ale Seriei de Cumpăna, pe muntele Comisul, Văcarea Mare, Buzduganul, şi pe valea Sebeşului. Le vom descrie aci o dată cu cele din zona de injecţie.

Gnaisele rubanate sînt roci puternic feldspatice, în care amestecul de material leucocrat cu materialul sedimentogen preexistent s-a făcut pe calea unor injecţii lit-par-lit, roca conservînd o structură granoblastică şi o textură plan-paralelă.

Mineralele constituente ale acestor gnaise sînt următoarele: microclin (apare în cristale lenticulare sau alotriomorfe, avînd uneori, destul de rar, lamele fusiforme de dezamestec pertitic; e frecvent maclat în grătar şi este totdeauna proaspăt); albit (în general nemaclat, dar se observă şi macle polisintetice: prezintă în mod constant o sericitizare destul de înaintată); cuarţ; biotit (uneori transformat în clorit, parţial sau chiar total pe anumite zone) şi puţin muscovit. Aceste minerale sînt dispuse în benzi paralele de compoziţii diferite, remarcîndu-se astfel: benzi micacee bine segregate (predominant biotitice sau muscovitice); benzi cuarţoase (cu cristale larg dezvoltate); benzi cuarţo-albitice cu granulaţie măruntă, avînd şi o mică cantitate de microclin, precum şi mice, răspîndite uniform; benzi formate din microclin larg dezvoltat, asociat cu ceva albit şi cuarţ.

Ca minerale accesorii se observă prezenţa în cantităţi minime a zirconului, apatitului şi magnetitului; în mod excepţional am putut observa şi granat, asociat cu benzile biotitice ale rocei.

Benzile în care microclinul joacă un rol preponderent, de compoziţie granitică, reprezintă materialul nou, venit pe planele de şistozitate. Aportul de potasiu nu este exclus a fi avut loc pe cale metasomatică. Gnaisele rubanate pot fi astfel clasificate între migmatitele formate prin metatexie (SCHEUMANN, 46); după JUNG şi ROQUES (39), ele se aşează între anatexite.

	%	mm
Microclin + pertit	40—50	0,1 —3,0
Plagioclaz	10—20	0,1 —0,8
Cuarţ	20—30	0,02—2,5
Muscovit	0—3	0,15—0,8
Biotit + clorit	3—7	0,1 —2,0

În regiunea Rudărita—Bîrsa lui Bucur se observă uneori în gnaisele rubanate fenomenul de prehnitizare, înaintînd fie pe filonaşe (de 0,1—0,2 mm grosime) transversale faţă de şistozitate, fie pe planele micacee. În lungul aceloraşi filonaşe, microclinul suferă un proces de albitizare. Caracterele optice ale prehnitului, determinate la masa universală şi cu compensatorul Berek, au fost următoarele: relief puternic, clivaj perfect după o direcţie, extincţie dreaptă, alungire negativă, $+2V = 62°$ $n_g - n_p = 0{,}020$.

Institutul Geologic al României

O analiză chimică a unui gnais rubanat (chimist B. BUDESCU) a dat următoarele rezultate:

SiO_2	72,45%	
Al_2O_3	14,69	
Fe_2O_3	0,85	Parametrii Niggli
FeO	0,86	
MgO	0,38	*si* = 389
CaO	1,54	*al* = 46
Na_2O	3,78	*fm* = 10
K_2O	4,25	*c* = 9
H_2O^+	0,77	*alk* = 35
TiO_2	0,16	*k* = 0,43
MnO	0,04	*mg* = 0,28
P_2O_5	0,07	
S	0,06	
H_2O^-	0,10	
	100,00%	

Valorile Niggli corespund unui tip de magmă engadinitgranitică. Formula celulei-standard este următoarea:

$$K_{4,8}\ Na_{6,4}\ Ca_{1,4}\ Mg_{0,5}\ Fe_{1,2}\ Al_{15,0}\ Ti_{0,1}\ Si_{63,0}\ P_{0,1}$$
$$[O_{155,6}\ (OH)_{4,4}]_{160}$$

În diagrama ACF, roca se proiectează în punctul A = 47%; C = 28%; F = 25%; al triunghiului faciesului amfibolitic, subfaciesul staurolit-cianitic. În diagrama AKF, A = 15%; K = 57%; F = 28%; roca se încadrează în parageneza muscovit-biotit-microclin, a rocelor cu exces de SiO_2, Al_2O_2 şi K_2O. Limita inferioară a faciesului amfibolitic, spre cel granulitic, pare a nu fi fost atinsă nicăieri în regiunea noastră (nu apar nici piroxeni, nici sillimanit) (fig. 3).

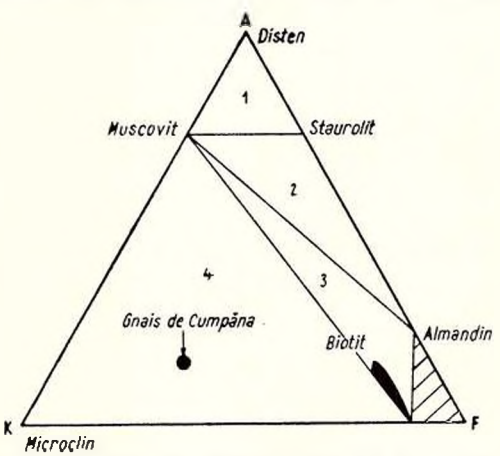


Fig. 3. — Faciesul amfibolitic. Subfaciesul staurolit distenic. Roci cu exces de Al_2O_3 şi K_2O.

Gnaisele oculare se caracterizează prin apariţia, într-o masă şistoasă, a « ochilor » feldspatici de 0,5—2 cm. lungime. În compoziţia acestora, pe lîngă cristalele larg dezvoltate de microclin, se întîlnesc în mică măsură albitul şi cuarţul.

Masa fundamentală şistoasă, cu structura granoblastică, este formată din granule izometrice, uşor alungite în sensul şistozităţii, de cuarţ, albit şi microclin, precum şi din mice.

Institutul Geologic al României

Cuarțul are extincție ondulatorie pronunțată; conturele sale sînt neregulate, iar granulația în general fină. La albit se observă de multe ori maclarea polisintetică, lamelele de maclă fiind numeroase și foarte fine. Microclinul, cu maclarea în grătar caracteristică, are conture neregulate, iar la contactul cu albitul prezintă uneori concreșteri myrmekitice.

Mineralele micacee nu ajung decît rar să formeze pături continui bine individualizate. Biotitul brun-roșcat apare în foițe orientate după șistozitate, uniform repartizate în cuprinsul masei fundamentale a rocei; muscovitul e în general mult subordonat cantitativ.

	%	mm
Microclin	35—45	0,08—6,0
Myrmekit	0—5	0,1 —0,3
Albit	15—25	0,05—0,6
Cuarț	10—30	0,02—0,7
Biotit	8—10	0,04—2,5
Muscovit	0—2	0,15—0,5
Apatit	<1	0,1 —0,2
Zircon	<1	0,01—0,04
Magnetit	<1	0,01—0,2

Ca minerale accesorii apar magnetitul, apatitul și zirconul; acesta e frecvent inclus în biotit, ducînd la formarea unor aureole pleocroice.

Gnaisele oculare pot fi considerate drept migmatite formate prin metablasteză (SCHEUMANN, 46), corespunzînd embréchitelor din clasificarea lui JUNG și ROQUES (39). Originea lor trebuie căutată în roci paragnaisice, afectate de un aport de substanță feldspatică, pe cale metasomatică.

Gnaisele aplitice sînt formate dintr-o masă omogenă granoblastică panalotriomorfă, cu textura slab orientată; caracterul homeoblastic este cel mai pregnant.

În compoziția lor intră microclinul, albitul, cuarțul, și o cantitate redusă de mice. Între acestea, biotitul, care e uneori cloritizat, predomină cu mult asupra muscovitului. Orientarea micelor e uneori destul de puțin marcată, și ele nu formează niciodată pături bine segregate. Uneori este prezentă în aceste gnaise o redusă cantitate de granat. Plagioclazul a suferit pe alocuri o ușoară alterație (sericitizare și caolinizare). Ca minerale accesorii apar uneori apatitul și magnetitul. Formarea gnaiselor aplitice poate fi pusă, în bună parte, pe seama reacției care are loc la presiuni și temperaturi mai înalte, în condițiile apropierii de faciesul granulitic:

$$\text{biotit} + \text{muscovit} + 3SiO_2 = \text{ortoză} + \text{almandin} + 2H_2O$$

În lipsa unei analize chimice nu putem decide dacă nu a avut loc și un aport de potasiu în rocă.

Se remarcă uneori în gnaisele aplitice urme ale unor solicitări mecanice: formare de mortar de cuarț, deformații ale lamelelor de macle polisintetice la albit (îndoiri vizibile de obicei numai cu un obiectiv puternic), extincții puternic rulante. Pe muntele Mezea, în complexul gnaiselor aplitice, apare într-un mic afloriment o

Institutul Geologic al României

rocă închisă la culoare, care sub microscop se dovedeşte a fi un milonit. Într-o pastă închisă la culoare şi aproape izotropă (pseudotachylitică?), străbătută pe alocuri de şiruri sericitice, sînt prinse porfiroclaste de cuarţ şi de feldspat, cu conture extrem de neregulate şi de colţurate. Extincţiile rulante sînt foarte pronunţate. Dispoziţia pseudofluidală a rocei pune în evidenţă puternicele mişcări diferenţiale pe care le-au suferit componentele ei.

	%	mm
Microclin	15—25	0,02—1,0
Albit	25—40	0,05—0,8
Cuarţ	30—40	0,04—0,6
Muscovit	0— 1	0,02—0,1
Biotit + clorit	4— 6	0,04—0,5
Granat	0— 1	0,2 —0,4

Datorită dezvoltării ceva mai largi a unor cristale de microclin, se trece la gnaise lenticulare (V. Sebeşului, M. Buzduganul).

Gnaisele amfibolice ce apar îndeosebi pe Bîrsa lui Bucur, sînt roci cu structura grano-nematoblastică, în care plagioclazul predomină asupra celorlalţi constituenţi: hornblenda şi cuarţul. Alte minerale care apar sînt zoizitul şi granatul.

În zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav nu am putut găsi pînă în prezent vreo regularitate în aşezarea gnaiselor oculare faţă de cele rubanate, aşa cum a găsit de ex. D. GIUŞCĂ (10) în masivul gnaisic al Vălişoarei din sud-vestul Poienii Ruscăi; acolo gnaisele lit-par-lit apar la trecerea dintre gnaisele oculare centrale şi paragnaisele înconjurătoare.

Din punct de vedere genetic, complexul gnaisic a fost interpretat de ŞT. GHIKA (7) ca format prin injecţia unui fluid pegmatitic într-o serie sedimentogenă metamorfozată regional; în zona presiunilor statice ar fi luat naştere gnaisele rubanate, iar cele oculare ar fi apărut acolo unde intervine şi stress-ul.

Problema formării gnaiselor este destul de complexă. În literatura geologică au fost propuse, în cursul timpului, următoarele interpretări genetice:

Origine pur magmatică, consolidarea fiind concomitentă cu o tectonizare (protoclază) sau cu o laminare ulterioară (cataclază). Această veche ipoteză a lui REINHARD nu se mai poate susţine, fiind în contradicţie cu datele terenului care arată alternanţe repetate cu şisturi cristaline şi tranziţii faţă de acestea;

Injecţie (infiltraţie) mecanică a unei magme pe plane S (lit-par-lit);

Îmbogăţire metasomatică în alcalii, fie datorită unor fluide, fie prin difuziune în stare solidă;

Topire diferenţială in situ (anatexie);

Diferenţiere metamorfică prin segregarea mineralelor cuarţo-feldspatice cu proprietăţi mecanice (plasticitate ş.a.) diferite de cele ale mineralelor micacee (ipoteza lui W. SCHMIDT).

Institutul Geologic al României

Ultima ipoteză a fost prezentată fără o fundamentare riguroasă și nu a fost adoptată, după cîte știm noi, în cei peste 25 ani dela emiterea ei, în studiul concret al unor terenuri gnaisice. În nici un caz ea nu explică îmbogățirea globală în feldspați (alcalii) a unor zone întinse din complexele cristaline, ci cel mult un mod particular de apariție al unor roci feldspatice.

Ipoteza anatexiei parțiale in situ nu ne mulțumește în cazul nostru particular deoarece din ansamblul datelor de observație de ordin petrografic, nu reiese a fi avut loc în timpul metamorfismului o concentrare de energie în însuși sectorul ocupat azi de gnaisele de Cumpăna — Holbav, în măsură să ducă la o topire, fie și incipientă (a componenților eutectici).

Injecția mecanică a unei magme dintr-o sursă mai adîncă ni se pare puțin probabilă: într-o zonă atît de întinsă ar apărea doar manifestări periferice ale unui presupus corp magmatic, fără ca acest corp să apară el însuși pe undeva.

Singurele roci în care magma a putut juca un rol sînt cele de pe valea Bîrsei Fierului, în vecinătatea regiunii noastre, descrise de V. MANILICI (11, 13). Granitele-granodioritele apar însă ceva mai spre nord de zona gnaiselor; migmatitele observate de noi (într-un profil de recunoaștere) în legătură cu acest masiv sînt însă de tipul descris de SEDEFHOLM (diadysite și agmatite) și credem că rocele eruptive de aci aparțin altei faze de formare decît gnaisele zonei de Cumpăna. Ele se aseamănă cu intruziunile granitoide de Codru descrise de noi în munții Apuseni, atît ca formă de zăcămînt, cît și ca compoziție mineralogică, variind pe distanțe scurte dela granite pînă la cuarțdiorite.

Rămînem astfel la cea de-a treia ipoteză, cea metasomatică, care are cel puțin avantajul de a nu fi supusă obiecțiilor de mai sus. Cu ajutorul ei se poate explica în mod satisfăcător cum s-a produs fenomenul de migmatizare. Ipoteza unui « front » potasic nu este contrazisă de structurile observate sub microscop, chiar dacă cele mai caracteristice structuri metasomatice (cunoscute de exemplu din practica zăcămintelor metalifere) lipsesc, fiind șterse în parte prin blasteza ulterioară. Noțiunea de « front » redă foarte plastic aspectul zonei gnaiselor de Cumpăna.

Zona micașisturilor faneroblastice cu staurolit (de Măgura Cîinenilor) se urmărește pe versantul nordic al Dîmboviței din creasta Mezea pînă în muntele Comisul și mai departe, pînă în Văcarea Mare. Fișiile cu staurolit alternează cu cele în care acest mineral nu apare. Zona cuprinde și intercalații de amfibolite. Ea a fost separată de ȘT. GHIKA (7) în partea de vest a Făgărașului și denumită zona de Măgura Cîinenilor și regăsită de V. MANILICI (12) între valea Doamnei și Rîul Cernat. Distenul care apare în regiunile cercetate de acești autori nu se mai întîlnește la noi.

Sub microscop, micașisturile acestei zone se caracterizează prin dezvoltarea deosebit de largă, faneroblastică, a elementelor micacee în fișii bine segregate, și a porfiroblastelor de granat. Proporția de muscovit din rocă este superioară celei de biotit. Alternînd cu păturile micacee apar pături cuarțoase, în care apare și o canti-

Institutul Geologic al României

tate redusă de granule de plagioclaz (un oligoclaz). Porfiroblastele de granaţi, care ating uneori cîţiva milimetri diametru, au conture aproape rotunde cînd sînt larg dezvoltate şi cuprind incluziuni de cuarţ, de mice şi de magnetit. Granaţii mai mărunţi au uneori conture neregulate. Porfiroblastele de staurolit se prezintă fie cu conture cristalografice, fie cu conture neregulate, chiar scheletiforme şi cuprind incluziuni de cuarţ şi de biotit. În unele cazuri par a reprezenta pseudomorfoze după granaţi. Magnetitul apare asociat în special cu staurolitul şi cu biotitul; acesta din urmă prezintă aureole pleocroice în jurul unor mici incluziuni de zircon. Alte accesorii mai sînt apatitul şi titanitul.

	%	mm
Cuarţ	40—60	0,05—2,0
Plagioclaz	0—15	0,1 —0,7
Muscovit	10—20	0,06—3,0
Biotit	5—15	0,1 —2,0
Granat	5—25	0,6 —7,0
Staurolit	3—15	0,1 —4,0
Magnetit	1—2	0,02—0,2
Apatit	<1	0,2 —0,3
Titanit	<1	0,2 —1,4
Zircon	<1	0,06—0,1
Turmalină	<1	0,2 —0,4

Ca mineral tipomorf, staurolitul indică pentru întreaga zonă un metamorfism mesozonal mai accentuat; parageneza se încadrează, după TURNER, în subfaciesul staurolit-distenic al faciesului amfibolitelor cu plagioclaz, rocile provenind dintr-un material sedimentogen bogat în fier.

Remarcăm însă iarăşi că nu există o concordanţă între diferiţii autori, care adoptă principiul faciesurilor: după RAMBERG, staurolitul şi distenul aparţin faciesului amfibolitelor cu epidot. Nu putem să fim de acord însă cu acest punct de vedere, datorită asociaţiei clare din teren a micaşisturilor cu staurolit, cu amfibolite lipsite de epidot şi al căror plagioclaz conţine peste 20% de component anortitic.

Zona paragnaiselor şi micaşisturilor cu granat ocupă un sector lat de cîţiva kilometri, de o parte şi de alta a crestei principale Berevoescu — Comisul — Văcarea Mică şi corespunde zonei de Şerbota a lui ŞT. GHIKA; granatul nu apare megascopic în toate rocile.

Intercalaţii de amfibolite şi de calcare cristaline sînt relativ frecvente în această zonă, în special în lungul crestei principale dar nu ating frecvenţa celor din « zona de Suru » (ŞT. GHIKA). După cum am mai arătat, se întîlnesc în M. Buzduganul, M. Comisul, M. Văcarea Mare şi în valea Sebeşului şi lentile de gnaise oculare. Între Belia Ilerenilor şi ramura nordică a muntelui Berevoescu se întîlneşte o fîşie de paragnaise cloritoase. O. SCHMIDT în a doua hartă a sa în manuscris, mai menţionează prezenţa în Vf. Glimeii a unor micaşisturi cu cordierit; acestea n-au putut fi însă regăsite de noi.

Institutul Geologic al României

Micașisturile cu granați sînt roci cu structură lepido-porfiroblastică pronunțată. Constituenții principali sînt micele (muscovitul și biotitul), larg desvoltate și segregate în pături groase. Biotitul trece parțial într-un clorit aproape izotrop, cu separarea din rețea a ferului sub forma de magnetit.

Păturile micacee alternează cu altele în care cuarțul este elementul principal. Extincția sa e slab onduloasă. Asociat cu acesta apare o mică cantitate de plagioclaz, uneori maclat polisintetic.

Porfiroblastele de granat, de forme ovale, conțin incluziuni de cuarț, de muscovit și de minereu și sînt învelite în pelicule fine clorito-sericitice. Cloritizarea începe a progresa și spre interiorul cristalelor prin intermediul unei rețele de fisuri. Prin creșterea lor, porfiroblastele de granat au dat naștere unor ondulațiuni de mică amploare ale păturilor micacee.

	%	mm
Cuarț	30—65	0,04— 2,0
Plagioclaz	0—10	0,04— 1,4
Muscovit	20—40	0,02— 4,0
Biotit	5—20	0,06— 3,0
Granat	15—30	0,02—10,0
Clorit	0—5	0,05— 2,0
Magnetit	1—3	0,01— 0,4

Într-o bandă de micașisturi cu granați mari de 1 cm., care se urmărește la nord de vîrfurile Berevoescu și Buzduganu, am putut observa la microscop și prezența unor mărunte concreșteri micropegmatitice de cuarț și feldspat. Un micașist de pe valea Sebeșului conține cîteva cristale de staurolit; acesta din urmă este nestabil, întîlnindu-se numai ca relicte ale unor cristale mai larg dezvoltate, care au fost transformate marginal în agregate fin solzoase de sericit. Se evidențiază astfel, în unele din aceste micașisturi, fenomene de diaftoreză (cloritizarea biotitului, sericitizarea staurolitului), retromorfoza fiind însă incompletă.

O analiză chimică a micașistului cu granat și cu relicte de staurolit (chimist: Cr. Popescu) a dat următoarele rezultate:

	%
SiO_2	59,74
Al_2O_3	22,60
Fe_2O_3	4,79
FeO	4,25
MgO	0,77
CaO	0,98
Na_2O	2,39
K_2O	2,12
H_2O+	2,34
TiO_2	0,05
MnO	0,10

Institutul Geologic al României

P_2O_5	0,03
H_2O-	0,03
	100,19%

Formula celulei standard rezultă a fi:

$$K_{1,3}\ Na_{4,1}\ Ca_{1,0}\ Mg_{1,0}\ Fe_{6,4}\ Al_{23,4}\ Ti_{0,1}\ Si_{52,5}\ P_{0,1}$$
$$[O_{146,4}\ (OH)_{13,6}]_{160}$$

Valorile ACF sînt următoarele: A = 69%; C = 6%; F = 25%; iar AKF: A = 65%; K = 5%; F = 30%. Roca se proiectează în cîmpul 2 al triunghiului de parageneze ale rocelor pelitice de compoziţie normală, cu exces de SiO_2 şi Al_2O_3, în subfaciesul staurolit-distenic (faciesul amfibolitelor plagioclazice) (fig. 4).

Paragnaisele biotitice au structura grano-lepidoblastică, masa fundamentală fiind formată din benzi cuarţo-feldspatice, care alternează cu benzi micacee. Cuarţul are uneori aspectul de mortar; extincţia sa e uneori onduloasă şi cristalele prezintă o dungare specifică provocată de presiuni (Böhm'sche Streifung), perpendiculară pe şistozitate. Cristalele de plagioclaz, mai larg dezvoltate decît cele de cuarţ, prezintă uneori o fină maclare polisintetică; compoziţia lor corespunde unui oligoclaz acid. În mod constant sînt uşor sericitizate.

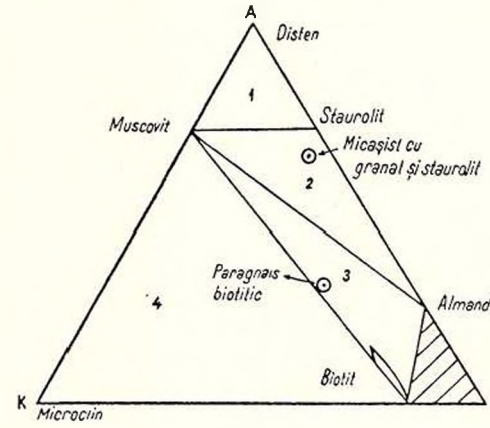


Fig. 4. — Faciesul amfibolitic. Subfaciesul staurolit distenic. Roci cu exces de Al_2O_3.

Benzile micacee sînt formate din foiţe larg desvoltate de muscovit şi biotit. Acesta din urmă trece uneori în clorit, observîndu-se separarea sagenitului şi a magnetitului. Uneori are incluziuni de zircon cu aureole pleocroice.

Sporadic apar în cuprinsul rocelor porfiroblaste de granat. Cristalele au incluziuni de cuarţ, muscovit şi magnetit; uneori nu se mai observă decît relicte, într-o masă de clorit cu culori anomale de birefringenţă (indigo închis). Ca mineral accesoriu apare apatitul.

	%	mm
Cuarţ	30—50	0,04—1,2
Plagioclaz	15—25	0,1 —1,6
Muscovit	20—40	0,04—1,5
Biotit + clorit	5—25	0,1 —1,7
Granat	5—10	0,04—3,0
Apatit	<1	0,05—0,8
Magnetit	0—1	0,01—0,3

Institutul Geologic al României

Analiza chimică a unui paragnais biotitic, cu puţin granat, de pe valea Sebeşului (chimist C. VASILIU) a dat următoarele rezultate:

	%
SiO_2	74,36
Al_2O_3	12,66
Fe_2O_3	1,27
FeO	2,44
MgO	1,86
CaO	1,19
Na_2O	1,68
K_2O	2,84
H_2O^+	1,20
TiO_2	0,40
MnO	0,04
P_2O_5	0,19
H_2O^-	0,13
	100,26

Forma celulei standard:

$$K_{3,1}\ Na_{2,7}\ Ca_{1,1}\ Mg_{2,4}\ Fe_{2,6}\ Al_{12,0}\ Ti_{0,3}\ Si_{63,8}\ P_{0,1}$$
$$[O_{153,0}\ (OH)_{7,0}]_{160}$$

În triunghiul ACF al subfaciesului staurolit-distenic, roca se proiectează cu valorile: A = 43%; C = 11%; F = 46%; iar în triunghiul AKF: A = 33%; K = 5%; F = 48%; în cîmpul 3 al paragenezei biotit-muscovit-almadin (+cuarţ-plagioclaz). Paragnaisul se încadrează în grupa rocilor pelitice de compoziţie normală, cu exces de SiO_2 şi Al_2O_3 (vezi fig. 4).

Amfibolitele, cu structura nematoblastică, au drept principal constituent al rocei o hornblendă verde-albăstruie, cu —2V=73°. Cristalele prismatice sînt orientate cu lungimea în planul de foliaţie al rocei; uneori se observă şi o lineaţie prin dispunerea paralelă a lor, alteori aceasta lipseşte. Prezintă aureole pleocroice în jurul unor incluziuni de zircon şi de apatit. Amfibolitul de la Izvorul Laptelui este singurul format din cristale de hornblendă de peste 2 mm. lungime şi cu orientarea lor mai puţin pronunţată.

Plagioclazul, cu granulaţia măruntă, prezintă uneori maclarea polisintetică după legea albitului; este un oligoclaz bazic (27% An). Prezintă frecvent o slabă sericitizare, care uşurează deosebirea lui de rarele cristale de cuarţ.

Epidotul lipseşte aproape cu desăvîrşire din aceste roci, fapt care, împreună cu conţinutul în anortit al plagioclazului, caracterizează faciesul amfibolitic.

Porfiroblastele de granat apar cu conturele sfîşiate, datorită unei sericitizări şi cloritizări destul de avansate, care progresează în lungul unei reţele de fisuri. Cloritul astfel format e un pennin cu culori anomale.

Institutul Geologic al României

Sporadic apar în aceste roci și cîteva foițe fine de biotit. Într-un singur caz (V. Groapelor) am întîlnit un amfibolit cu o proporție mai însemnată de biotit. Ca accesorii sînt reprezentate titanitul, în granule mărunte ovale, și magnetitul, uneori destul de bogat.

	%	mm
Hornblendă	40—75	0,04—3,5
Plagioclaz	25—55	0,01—1,4
Granat	0—10	0,5 —2,0
Biotit	0— 7	0,4 —1,2
Cuarț	0—10	0,02—0,3
Epidot	0—3	0,02—0,4
Magnetit	0—4	0,05—0,25
Titanit	1—3	0,03—0,3

Caracterele mineralogice încadrează rocile în grupul paraamfibolitelor, ele provenind din marne supuse metamorfismului; în același sens pledează și asocierea în teren cu calcarele cristaline.

Menționăm că amfibolitele din zona cu staurolit și cele din zona cu granat prezintă caractere identice și de aceea nu au fost descrise decît odată.

Analiza chimică a unui amfibolit cu granat de pe valea Sebeșului (chimist: Cr. Popescu)

SiO_2	50,26
Al_2O_3	18,00
Fe_2O_3	5,65
FeO	3,73
MgO	8,20
CaO	8,67
Na_2O	2,88
K_2O	0,37
H_2O^+	0,79
TiO_2	1,45
MnO	0,21
P_2O_5	0,10
S	0,12
H_2O^-	0,11
	100,54

Formula celulei standard:

$$K_{0,4}\ N_{5,2}\ Ca_{8,6}\ Mg_{11,3}\ Fe_{7,0}\ Al_{19,8}\ T_{1,1}\ Si_{46,6}\ P_{0,1}$$
$$[O_{155,0}(OH)_{5,0}]_{160}$$

Roca este un reprezentant tipic al faciesului amfibolitelor plagioclazice, încadrîndu-se în subfaciesul staurolit-distenic. Ea se proiectează în cîmpul 4 al paragenezei

Institutul Geologic al României

almandin-hornblendă-anortit al rocelor cu deficit de K_2O, prin valorile A = 26%; C = 29%; F = 45%. (fig. 5).

Limita dintre zona micașisturilor cu granat a Seriei de Cumpăna și șisturile sericito-cloritoase cu biotit ale Seriei de Făgăraș este frecvent marcată prin apariția unei fîșii subțiri de micașisturi grafitoase, bogate în biotit, cu textura șistoasă ondulată, conținînd mici porfiroblaste de granat puternic atacate de o rețea cloritică (D. Babii— Piciorul Bătrîn).

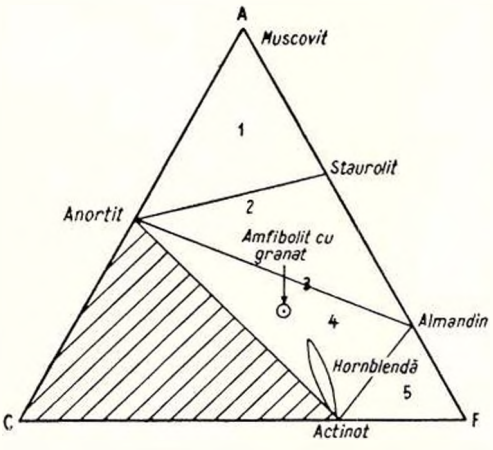


Fig. 5. — Faciesul amfibolitic. Subfaciesul staurolit-distenic. Roci cu deficit de K_2O.

În regiunea Plaiul Nomaia — Făgetul Alb — Piscul Vulturilor apare încă o serie de roci de tip mesozonal cu unele caractere aparte. Bănuim că acestea ar fi gnaisele de Strîmba menționate de O. SCHMIDT (26). Caracteristice aci sînt paragnaisele cu granat și cu porfiroblaste de plagioclaz (albit sau oligoclaz). Sînt roci puternic micacee, cu muscovit, clorit și biotit (în ordinea importanței) bine segregate în fîșii; acestea alternează cu benzi subțiri cuarțoase. Porfiroblastele de plagioclaz (a cărui compoziție variază de la albit-oligoclaz acid pînă la oligoclaz bazic, după relief și semn optic) au forme particulare. Rare sînt cele ovale, ca acele din Seria de Leaota sau din zona de tranziție; conturele lor sînt fie lenticulare foarte alungite, fie chiar rectangulare, iar dimensiunile lor ating 5 mm. Nu sînt decît rareori maclate; includ cristale de cuarț și de granați. Porfiroblastele de granați, avînd conture cristalografice, ating uneori 3 mm. diametru și includ rare granule de cuarț și de magnetit; sînt străbătute de o rețea deasă de fisur cu clorit și sericit, ordonate în sisteme, dintre care cel principal este totdeauna perpendicular pe șistozitatea rocei. Un constituent relativ însemnat al unora din aceste gnaise este și un mineral din grupa epidotului, cu relief puternic, extincții drepte sau $c: n_g = 25—30°$, incolor, alungire pozitivă, birefringență scăzută (cca 0,011), $-2V = 70—75°$, dispers și cu o singură direcție de clivaj pronunțată; prezintă și macle, observabile numai după direcțiile de clivaj (ce fac un unghi de cca 130°), deoarece sting aproape concomitent (diferență de cîteva grade).

În regiunea izvoarelor Bîrsei Groșetului (văile Băiței, și Cenușii), a văii Șercăiței și a văii Fîntînelii, care diverg toate din vîrful Nimaia Crăiască, se întîlnesc lentile de roci carbonatice intercalate în micașisturi cu granați. În fragmentele rulate, aceste roci capătă întotdeauna o coaje de alterare limonitică. Granulația lor este neuniformă, unele cristale atingînd dimensiuni de 3—4 mm diametru.

Institutul Geologic al României

O analiză chimică a unei probe, (chimist: E. OIAGA) a dat următoarele rezultate, pe care le-am recalculat și în procente:

	%		%
CaO	27,41	CaO	30,6
MgO	13,67	MgO	15,2
FeO	8,54	FeO	9,5
MnO	0,63	MnO	0,7
P.C	39,55	CO_2	44,0
	89,90		100,0

Impurităţile rocei, care nu trec decît puţin peste 10%, sînt formate din limonit, cuarţ și alţi silicaţi de origine detritică. Compoziţia aproximativă a carbonatului pur îl situează între magnezio-dolomit și ferodolomit, roca fiind deci după WINCHELL (52) un parankerit.

Seria de Făgăraş. Cea mai mare parte a versantului nordic al munţilor Făgăraşului este formată dintr-o serie care prezintă caractere epizonale și de tranziţie epi-mesozonale: rocile predominante sînt șisturile sericito-cloritoase, care foarte frecvent conţin o oarecare cantitate de biotit (— micașisturi microblastice cu clorit și biotit). Intercalaţiile care rup monotonia acestora sînt foarte rare: se întîlnesc cîteva lentile de șisturi amfibolice, calcare cristaline, cuarţite, porfiroide și șisturi cloritoase cu albit.

Prin cartările executate spre W de către G. PITULEA și AL. MANEA, seria se leagă cu zona de Poiana Neamţului, separată de ŞT. GHIKA în partea vestică a Făgăraşului și echivalată de d-sa cu seriile cristaline epizonale ce apar la Răşinari, în Sebeșul de nord și în Poiana Ruscă. În ceea ce privește Poiana Ruscă, am putut să ne convingem personal despre asemănarea Cristalinului din zona mediană a acesteia, și anume din partea sudică a acestei zone, cu Cristalinul din Făgăraşul de N.

Noi am cuprins în această serie și zona de Valea Satului—Porcești (ST. GHIKA), echivalentă zonei de Vemeșoaia, ambele formate din micașisturi cloritoase cu biotit; cercetarea sectorului valea Cîrţișoara—valea Arpășelului ne-a arătat că micașisturile microblastice cu biotit alternează încă de la valea Șerbota (unde se termină ridicările lui ŞT. GHIKA) cu șisturile sericito-cloritoase; o oarecare zonalitate se mai poate stabili acolo, dar spre est, aceasta nu mai este posibil.

Șisturile clorito-muscovitice cu biotit se deosebesc de micașisturile Seriei de Cumpăna prin structura lor microblastică. Masa lepidoblastică a rocilor este formată dintr-o alternanţă de benzi micacee cu benzi cuarţo-cloritice și cu altele pur cuarţoase.

În constituţia benzilor micacee intră în primul rînd muscovitul și, subordonat, cloritul, precum și foiţe de biotit brun deschis. În benzile în care apare asociat cloritului, cuarţul are o granulaţie fină, este asociat cu granule de albit și cuprinde incluziuni fine, spre deosebire de benzile formate exclusiv din cuarţ, în care acesta este larg

Institutul Geologic al României

cristalizat și extrem de clar. Ca accesorii se întîlnesc magnetitul, apatitul și turmalina. Șistozitatea rocilor este în general plană cu unele ondulații largi și de mică amplitudine. Local se observă chiar megascopic, porfiroblaste de granați cloritizați. Într-unele din aceste șisturi (valea Sebeșului), am putut recunoaște o structură blastopsamitică, roca avînd sub microscop un aspect microbrecios: se poate recunoaște bine cimentul cuarțitic — micaceu fin granular care înglobează elemente colțurate cuarțo-feldspatice, mai larg cristalizate.

	%	mm
Cuarț	30—60	0,02—1,4
Albit	0—15	0,1 —0,6
Muscovit	20—40	0,03—1,6
Clorit	15—30	0,03—0,6
Biotit	0—7	0,02—1,2
Apatit	<1	0,1 —0,4
Turmalină	0—2	0,02—0,25
Magnetit	0—3	0,02—0,1

O analiză chimică a unui șist clorito-muscovitic cu biotit de pe valea Sebeșului (chimist: C. VASILIU) a dat următoarele rezultate:

SiO_2	66,13
Al_2O_3	15,74
Fe_2O_3	1,55
FeO	4,62
MgO	2,73
CaO	0,87
Na_2O	3,03
K_2O	2,28
H_2O^+	2,30
TiO_2	0,69
P_2O_5	0,19
MnO	0,08
H_2O^-	0,13
	100,34

Formula celulei standard:

$K_{2,5}\ Na_{5,0}\ Ca_{0,8}\ Mg_{3,5}\ Fe_{4,4}\ Al_{16,1}\ Ti_{0,5}\ Si_{57,5}\ P_{0,1}\ [O_{146,6}\ (OH)_{13,4}]_{160}$

În diagrama ACF, roca se proiectează cu următoarele valori: A = 38%; C = =5%; F = 57%; în cîmpul 1 al triunghiului subfaciesului muscovit-cloritic (faciesul de șisturi verzi) (fig. 6).

Șisturile sericito-cloritoase sînt roce banale, în compoziția cărora intră și cuarțul, pe lîngă cele două minerale micacee: proporțiile în care apar aceste minerale sînt variabile. Dezvoltarea pe care o iau componentele rocelor nu este niciodată prea largă, datorită unei recristalizări puțin avansate și neuniforme. Textura șistoasă este uneori ondulată datorită unor microcutări. Ca accesorii apar turmalină, apatit și magnetit.

Institutul Geologic al României

Şisturile clorito-muscovitice cu albit se intercalează foarte rar în această serie (V. Sebeşului, V. Berivoiului) în partea de vest a regiunii. Prezintă aceleaşi caractere cu rocile corespunzătoare ale Seriei de Leaota, astfel că nu le vom mai descrie aparte.

Şisturile amfibolice din Seria de Făgăraş apar pe valea Cuciulatei şi pe valea Şercăiţei. Sînt formate dintr-un ţesut acicular de actinot, perfect orientat după şistotitate, care cuprinde cristale de epidot şi rare granule de albit.

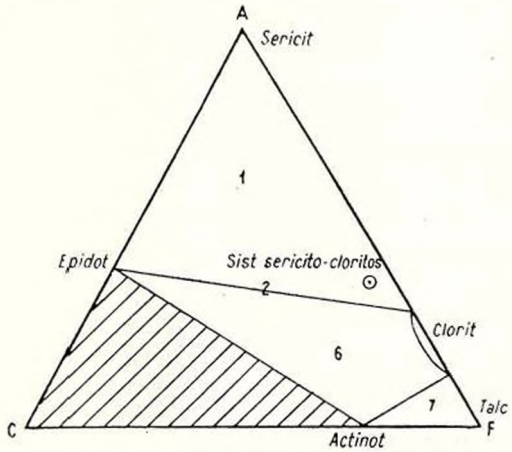


Fig. 6. — Faciesul şisturilor verzi. Subfaciesul muscovit-cloritic. Roci fără CO_2.

Porfiroidele (M. Raţa, M. Petriceaua) sînt formate dintr-o masă fundamentală lepidogranoblastică, în compoziţia căreia intră cuarţ, albit şi muscovit, şi din fenocristale relicte de feldspat (plagioclaz şi micropertit) (0,5—2 mm) şi uneori de cuarţ. Plagioclazul prezintă o combinaţie de macle, uneori polisintetice, după mai multe legi. În est, la izvoarele văii Strîmba, aceste roci devin mai frecvente.

La gnaisele psamitice cristalele de feldspat au conture ovale, datorită rulării, sau unghiulare, datorită fracturilor ulterioare suferite, care le-au spart uneori chiar în mai multe fragmente. Frecvent, lentilele feldspatice sînt învelite în pelicule de sericit, provenite din recristalizarea cimentului argilos al arcozei iniţiale. Feldspatul potasic prezintă în general fenomene de albitizare. Se pot observa şi lentile cuarţoase provenite tot din elementele clastice.

Şisturile cuarţitice (Piscul Alb, Vf. Scoarţa), uneori grafitoase (V. Sebeşului), cu structura granoblastică, au în compoziţia lor, în afară de cuarţ, o cantitate mică de minerale micacee (sericit, clorit, biotit); ele sînt perfect orientate după şistozitate şi nu formează benzi continui.

«Seria de Ciuta». În 1927, O. SCHMIDT (26) separă între vîrful Nimaia de la izvorul Bîrsei Groşetului şi vîrful Ciuta, de la E de Şinca Nouă, o serie foarte eterogenă, pe care o atribuie tot Cristalinului. Ea ar fi formată din roci filitice (şisturi sericito-cloritoase, şisturi sericito-cuarţitice, dolomite) cu intercalaţii sedimentare puţin metamorfozate (conglomerate cuarţitice, gresii, şisturi argiloase cărbunoase şi dolomite). Aceste intercalaţii ar aparţine Permianului (în facies Verrucano) şi Triasicului. În prima hartă manuscrisă, care a servit şi la redactarea hărţii geologice a Romîniei la scara 1: 1.500.000, seria de Ciuta e separată în ansamblu de restul Cristalinului ca o bandă de roce ce merge de la izvoarele celor trei Bîrse (a Groşetului,

Institutul Geologic al României

a lui Bucur, și a Fierului) pînă dincolo de Șinca Nouă, în Vîrful Ciuta. În cea de a doua hartă manuscrisă, diferitele tipuri de roce menționate sînt separate între ele. În special, sînt figurate la izvoarele Bîrsei Fierului, trei fîșii de conglomerate orientate WSW—ENE.

În 1941, D. M. PREDA (20), cu ocazia discuției asupra originii izvoarelor sărate de la Șinca Nouă, dă cîteva date asupra interpretării stratigrafice a intercalațiilor sedimentare din Seria de Ciuta, rezultată în urma unei excursii comune în regiunea d-sale împreună cu AL. CODARCEA și N. GHERASI. Ar rezulta din această notă că unele conglomerate cuarțoase ar aparține Carboniferului, iar alte conglomerate, împreună cu calcarele, considerate de SCHMIDT ca permo-triasice, ar trebui atribuite Cretacicului superior.

În 1949, V. MANILICI (11) atribuie Seriei de Ciuta filite, șisturi cloritoase și cuarțite grafitoase, cu intercalații de conglomerate slab metamorfozate, care apar toate ca petice discontinui în masa paragnaiselor, în jurul vîrfului Țagla, la SE de Fața lui Ilie, la izvoarele Bîrsei Fierului și ale văii Murișoara, și în muntele Ciuta. Rocile sedimentare sînt tratate aparte și separate pe hartă la izvoarele Bîrsei Fierului: conglomerate cuarțoase, gresii cărbunoase cenușii sau roșcate, șisturi argiloase cărbunoase și calcare sau dolomite. Ele ar fi de vîrstă permo-triasică.

În ceea ce ne privește, pentru lămurirea noastră cel puțin parțială asupra acestui interesant grup de roci, am efectuat profile de recunoaștere numai la izvoarele Bîrsei Fierului, care veneau în imediata apropiere a regiunii cartate de noi; în aceasta cuprinsesem de altfel sectorul Țagla—Fața Ilie.

Cea mai mare parte a rocilor atribuite de O. SCHMIDT și de V. MANILICI Seriei de Ciuta și anume șisturile cristaline slab metamorfozate aparțin seriei epizonale separate de noi în tot restul regiunii sub numele de Seria de Făgăraș. Aceste roci au însă o răspîndire ceva mai largă, ele formînd o bandă continuă din Vîrful Țagla—Fața Ilie pînă în Bîrsa Fierului și unindu-se la N de Țagla, la izvoarele văii Strîmba, cu zona principală de șisturi epizonale.

Este de făcut aci, după părerea noastră, o restricție: conglomeratele cuarțitice nu sînt, în toate punctele în care le-am întîlnit, aproape deloc metamorfozate. Elementele de cuarț rulate nu au suferit deformări, iar cimentul nu arată o recristalizare prin presiune, care să ducă la apariția unei șistozități. Conglomeratele ar trebui deci atribuite cu hotărîre depozitelor sedimentare și nu pachetului cristalin. În același timp, și ele sînt mai răspîndite decît este figurat pe unele hărți (11); în afara fîșiei de la N de Bîrsa Fierului, fîșie străbătută de Pîrîul Juzii și Bolovănișului, se mai întîlnesc mai spre N încă două fîșii de conglomerate însoțite de gresii pe versantul stîng al Bîrsei Fierului, sub Muchea Lungă, și o fîșie, însoțită de calcare, chiar pe Bîrsa Fierului, la vechiul lac de acumulare. În această privință, harta a II-a manuscrisă a lui O. SCHMIDT se apropie foarte mult de cele constatate de noi.

Institutul Geologic al României

Ultima fîşie de conglomerate de la Bîrsa Fierului se prezintă în condiţii care permit a se face conjecturi asupra vîrstei depozitelor. Aci conglomeratele, lipsite de stratificaţie evidentă, au exclusiv elemente rulate de cuarţ şi sînt de culoare roşie. Deasupra lor, prin intermediul unei brecii calcaroase cu elemente de cristalin, se trece la calcare dolomitice albe sau uşor gălbui, uneori detritice, pe alocuri avînd urme de corali. Pe un afluent stîng al Bîrsei Fierului mai în aval, în baza aceloraşi calcare se întîlnesc conglomerate cenuşii, cu elemente de şisturi cristaline.

Situaţia şi caracterele arătate ne fac a înclina spre ipoteza (emisă încă de SCHMIDT) a unei vîrste triasice a depozitelor descrise: peste conglomerate permo-werfeniene ar sta calcarele dolomitice anisiene. Desigur, numai datele paleontologice vor putea spune ceva sigur în această privinţă. Ar fi un facies al Triasicului diferit de cel care se întîlneşte atît la Codlea-Holbav, cît şi în munţii Perşani (Strate de Werfen). Că un Triasic de facies corespunzător celui presupus de noi trebuie să fi existat undeva în extremitatea estică a Carpaţilor meridionali o arată şi faptul că în conglomeratele de Bucegi se găsesc remaniate, după D. PATRULIUS (17) şi elemente de conglomerate cuarţitice verrucanice.

Avînd în vedere, pe de altă parte, că în aceaşi poziţie, la baza calcarelor, găsim cînd conglomerate roşii, cînd conglomerate cenuşii, remaniind cînd numai cuarţ, cînd şisturi cristaline, ne întrebăm dacă atribuirea conglomeratelor la două etaje diferite, după criterii litologice, este justificată; cu atît mai mult cu cît şi cele neînsoţite de calcare sînt asociate uneori cu gresii, chiar de culoare roşie. Desigur, nu putem afirma că am văzut toate conglomeratele, pînă în Vf. Ciuta, pentru a susţine o generalizare hotărîtă a vîrstei permo-werfeniene.

Şisturile argiloase negricioase pe care le-am putut observa în reg. Bîrsei Fierului se dispun sub conglomeratele roşii. Dată fiind tectonica frămîntată a întregului sector, ne este greu a face vreo ipoteză asupra vîrstei lor; provizoriu le-am atribuit la Carbonifer.

Concluzia la care vrem să ajungem este că denumirea de « Seria de Ciuta » ar trebui părăsită. Rocile cristaline care au fost pînă acum atribuite acestei serii fac parte dintr-un grup de roci cu răspîndire mult mai largă şi care nu-şi găseşte dezvoltarea tipică tocmai în sectorul Ciutei. Rocile sedimentare trebuie separate cu îngrijire şi căutat a se repartiza fiecare etajului stratigrafic corespunzător. În acest sens se impune o revizuire a întregului sector cuprins între Bîrsa Fierului şi Vîrful Ciuta, la scară de mare detaliu (cel puţin 1: 10.000). Caracterele tectonice ale acestui sector îndreptăţesc şi ele acest lucru, după cum se va vedea mai jos.

Din aceste motive am trecut la începutul capitolului titlul de « Seria de Ciuta » în ghilimele, ca denumire pe care propunem a fi părăsită.

Consideraţii generale asupra chimismului şisturilor cristaline. O comparaţie între cele 5 analize chimice ale rocilor din seria argiloasă de care dispunem ne duce la o serie de consideraţii. Construind tabelele de variaţie recomandate de LAPADU-

Institutul Geologic al României

HARGUES (41), căpătăm următoarele valori, aşezate în ordinea: şist epizonal, şisturi mesozonale, gnaise de injecţie.

	Şist sericito-cloritos (S. de Făgăraş)	Paragnais biotitic cu clorit (Z. de tranziţie)	Paragnais biotitic (Z. de Şerbota)	Micaşist cu granaţi (Z. de Şerbota)	Gnais rubanat de Cumpăna
Na_2O+K_2O / Al_2O_3	0,34	0,36	0,36	0,20	0,55
Na_2O / K_2O	1,33	1,13	0,59	1,13	0,89
MgO	1,73	1,06	1,86	0,77	0,38
CaO	0,87	0,87	1,19	0,98	1,54
FeO	4,62	1,44	2,44	4,25	0,86
grupa	II	III	III	III	IV

Din aceste tabele se constată următoarele:

Raportul $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ creşte continuu de la şisturile epizonale la gnaisele de injecţie, cu o singură excepţie pentru un micaşist cu granaţi puternic aluminos;

Raportul $\frac{Na_2O}{K_2O}$ scade continuu de la şisturile epizonale la gnaisele de injecţie, cu excepţia unui paragnais biotitic, relativ bogat în K;

Valoarea MgO scade continuu de la şisturile epizonale la gnaisele de injecţie;

Valoarea lui CaO creşte continuu de la şisturile epizonale la gnaisele de injecţie;

Valoarea lui FeO scade de la şisturile epizonale la gnaisele de injecţie.

Toate aceste variaţii se petrec în sensul arătat de LAPADU-HARGUES pe baza unei statistici a numeroase analize chimice de roci metamorfice, adică în sensul unei scăderi progresive a componenţilor FeO şi MgO, a unei creşteri progresive a alcaliilor şi calcei şi a unei scăderi a rolului relativ al sodiului, în favoarea potasiului. Aceleaşi concluzii le trag şi GREEN şi POLDERVAART (36), prin compararea unui număr de analize redate în procente cationice, în 11 triunghiuri de compoziţie.

Institutul Geologic al României

Pe baza cifrelor medii date în tabelele lui LAPADU-HARGUES, nu reuşim însă să încadrăm rocile noastre din cele 7 grupe, separate în concordanţă cu clasificarea lui JUNG şi ROQUES, decît pentru valorile rapoartelor $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ şi $\frac{Na_2O}{K_2O}$, şi încă cu cîte o excepţie. Atribuirea făcută de noi la grupele II, III şi IV, aşa cum se vede în ultima linie a tabelului nostru, respectă valorile acestor rapoarte. Se constată însă, aşa cum am arătat la începutul capitolului despre şisturile cristaline, că între «micaşisturile inferioare» se clasifică şi paragnaisele noastre; motiv pentru care nu am adoptat clasificarea petrografilor francezi.

	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %	6 %	7 %
Si	63,5	53,5	76,6	71,7	57,9	46,5	68,2
Ti	0,5	0,9	0,1	0,3	—	1,0	0,1
Al	17,8	21,1	12,5	14,4	25,8	19,7	16,3
Fe III	1,1	5,5	0,9	0,9	3,5	4,0	0,6
Fe II	3,7	3,4	1,2	2,0	3,4	2,9	0,7
Mn	0,1	0,1	—	—	—	0,2	—
Mg	3,9	1,1	1,5	2,7	1,1	11,4	0,5
Ca	0,9	0,7	0,9	1,3	1,0	8,6	1,5
Na	5,6	12,8	3,9	3,1	4,5	5,2	6,9
K	2,8	0,8	2,3	3,5	2,6	0,4	5,1
P	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1

1. Şist muscovitic cloritos. (V. Sebeşului); 2. Şist clorito-amfibolic cu albit (V. Bîrsa Tămaşului); 3. Paragnais biotitic cu clorit (V. Bîrsa Groşetului) 4- Paragnais biotitic. (V. Sebeşului); 5. Micaşist cu granaţi. (V. Sebeşului); 6. Amfibolit. (V. Sebeşului); 7. Gnais rubanat (Rudăriţa).

Epinorma

	1 %	2 %
Q	33,4	11,5
Ab	28,0	64,0
Mu	19,6	5,6
Zo	2,4	1,9
Chl	13,6	2,7
Mt	1,6	7,8
Il	1,0	1,8
Ap	0,5	0,3
C	—	4,1
Hm	—	0,3

Pentru o prezentare comparativă, analizele chimice ale rocilor metamorfice au fost recalculate în procente de cationi (32, 33).

Prin metoda recomandată de BARTH (adaptată după NIGGLI), au fost calculate normele acestor roci, în funcţie de apartenenţa lor la zonele de metamorfism.

Institutul Geologic al României

	Mesonorma				*Katanorma*	
	3 %	4 %	5 %	6 %		7 %
Q	55,5	48,5	33,8	5,3	Q	28,8
Ab	19,5	15,5	22,5	26,0	Or	25,5
An	—	—	—	16,5	Ab	34,5
Or	10,0	14,0	11,0	—	An	6,5
Hbl	5,3	7,5	6,0	38,2	C	1,7
Bi	2,3	5,4	3,2	3,2	En	1,0
Mt	1,3	1,3	5,2	6,0	Fs	0,6
Il	0,2	0,6	—	2,6	Mt	0,9
Ap	0,3	0,5	0,3	0,3	Il	0,2
C	5,6	6,0	17,9	2,4	Ap	0,3

Rocile mesozonale analizate, prin asociația normativă de C+Bi+Or+Ab se clasifică (după BARTH, **33**), în grupul micașisturilor, în afară de ultima care reprezintă un biotit-alumo-amfibolit.

În vederea unei reprezentări grafice comune a tuturor analizelor, au fost calculate valorile Q, Fl și Px (după BARTH, 32).

	1 %	2 %	3 %	4 %	5 %	6 %	7 %
Q	29,9	8,0	54,0	44,6	30,5	0,8	28,8
Fl	45,0	70,5	34,5	39,5	39,5	63,0	66,5
Px	24,7	21,2	11,2	15,6	29,6	34,5	4,4

Sintetizînd datele chimice asupra rocelor metamorfice din munții Făgăraș în cadrul diagramelor ACF (respectiv AKF), redate în paginile precedente, se pot constata următoarele:

Rocile analizate se încadrează toate în trei faciesuri metamorfice: al șisturilor verzi, al amfibolitelor epidot-albitice și al amfibolitelor plagioclazice. În funcție de compoziția chimică, proectată în triunghiul ACF, rezultă imediat compoziția mineralogică, determinată de condițiile de temperatură și presiune care au domnit în timpul metamorfismului. În faciesul de șisturi verzi (subfaciesul muscovit-cloritic după TURNER), se pune clar în evidență diferența de compoziție inițială între seria sedimentogenă de Făgăraș (parageneza sericit + clorit) și seria tufogenă bazică de Leaota (parageneza epidot + clorit + amfibol).

Institutul Geologic al României

Prin apartenenţa lor la faciesul albit-epidot-amfibolitic, reiese caracterul de tranziţie al paragnaiselor biotitice cu clorit de pe Bîrsa care se încadrează în subfaciesul cloritoid-almandinic prin parageneza: epidot + muscovit + almandin (biotit, clorit); lipsa cloritoidului se datoreşte excesului de K_2O prezent în rocă.

În faciesul amfibolitic se grupează majoritatea rocilor mesozonale din regiunea noastră, şi anume, după TURNER, în subfaciesul staurolit-distenic. Amfibolitul cu granat, avînd un deficit de K_2O, s-a încadrat în triunghiul ACF cu parageneza hornblendă + anortit (plagioclaz) + almandin. Pentru celelalte roci, cu exces de Al_2O_3 şi, în parte, de K_2O, a fost mai adecuată reprezentarea în triunghiul AKF. Paragenezele observate efectiv: microclin + biotit + muscovit (gnaisul de Cumpăna, muscovit + biotit + almandin (paragnaisul biotitic) şi almandin + muscovit + staurolit (micaşistul cu granaţi şi cu relicte de staurolit) reies imediat din proiecţia compoziţiei chimice. În acelaşi timp, se remarcă aci faptul că pentru apariţia staurolitului se cere o compoziţie chimică aparte, mai bogată în Fe; aceasta nu înseamnă însă că prezenţa staurolitului nu ar fi condiţionată şi de un metamorfism mai accentuat. Într-adevăr în condiţii de temperatură şi presiune mai joase, locul acestuia ar fi luat de cloritoid.

Corespondenţa generală dintre compoziţia mineralogică observată şi cea dedusă din compoziţia chimică ne duce la concluzia că echilibrul chimic a fost în general atins în cursul metamorfismului. Ajungem în acelaşi timp la concluzia că limita dintre zonele cu biotit şi cu almandin coincide, aşa cum este indicat de TURNER (50), cu limita dintre faciesurile epidot-albit-amfibolitic şi amfibolitic. Cu atît mai mult aparţin zonele cu staurolit şi disten faciesului epidot-albit-amfibolitic; rămîn ce-i drept de explicat cazurile contrare observate de BARTH în Statele Unite, citate în tratatul lui RAMBERG (44)

În legătură cu schimbările de compoziţie chimică globală a rocilor în timpul metamorfismului, se pune şi problema, destul de rar abordată în momentul de faţă, a modificărilor de compoziţie chimică a mineralelor constituente (altele decît plagioclazii) în cazul cînd acestea constituie serii izomorfe. Pentru o primă abordare, cu totul informativă, a acestei chestiuni, am ales un caracter optic uşor de determinat cu masa universală şi anume unghiul axelor optice al muscovitelor. O statistică ne-a dat următoarele valori pentru 2V:

Şisturi sericito-cloritoase	34°
Micaşisturi şi paragnaise	30°
Gnaise de Cumpăna	28°

Din diagramele WINCHELL (52), şi TRÖGER (49) rezultă prin valorile de mai sus o creştere a conţinutului în Mg de la şisturile epizonale spre gnaisele rubanate, la acestea din urmă fiind vorba de un picrofengit aproape pur.

Fenomenul de îmbogăţire al muscovitului în Mg, în aparentă contrazicere cu scăderea cantităţii de Mg din rocă, se datoreşte, după părerea noastră, metasomatozei

Institutul Geologic al României

progresive care îmbogățește rocile în minerale salice. Ionii magnezieni tind să fie expulzați în afară, prin scăderea proporției de minerale femice, dar o cantitate foarte mică reușește să se camufleze în rețeaua mineralului care permite acest lucru, muscovitul.

Cercetări de același gen ar trebui întreprinse sistematic și pe o scară mai largă pentru a se obține confirmarea sau infirmarea acestor rezultate preliminare. Noi am mai făcut în acest sens, în altă lucrare (asupra unor granitoide din Cristalinul Munților Apuseni), cîteva măsurători, obținînd o regularitate analoagă.

Pentru a căpăta o imagine cantitativă mai exactă a schimbărilor chimice globale petrecute în cursul metamorfismului progresiv, vom folosi formulele celulelor-standard, după BARTH (31), ale unui material apropiat de cel inițial (șist sericito-cloritos) și ale materialului final (gnais rubanat).

Șist sericito-cloritos: $K_{2,5}\,Na_{5,0}\,Ca_{0,8}\,Mg_{3,5}\,Fe_{4,4}\,Al_{16,1}\,Ti_{0,5}\,P_{0,1}\,Si_{57,5}\,[O_{146,5}\,(OH)_{13,4}]_{160}$

Gnais rubanat: $K_{4,8}\,Na_{6,4}\,Ca_{1,4}\,Mg_{0,5}\,Fe_{1,2}\,Al_{15,0}\,Ti_{0,1}\,P_{0,1}\,Si_{63,0}\,[O_{155,6}\,(OH)_{4,4}]_{160}$

Bilanț: $+2{,}3\ +1{,}4\ +0{,}6\ -3{,}0\ -3{,}2\ -1{,}1\ -0{,}4\ +5{,}5\ -9{,}0$

Se introduce: 2,3 ioni K; 1,4 ioni Na; 0,6 ioni Ca; 5,5 ioni Si; (26,9 valențe)

Se îndepărtează: 3,0 ioni Mg; 3,2 ioni Fe; 1,1 ioni Al; 0,4 ioni Ti; 9,0 ioni H; (26,9 valențe).

Se pune astfel în evidență schimbul de cationi; o mare scădere o suferă ionii de H (ceea ce se traduce, fapt cunoscut, prin scăderea proporției de minerale hidroxilate în rocile cu metamorfism mai accentuat).

ROCI ERUPTIVE

Erupțiuni vechi legate de complexul cristalin. Pe valea Dîmboviței, la cheile Petrimanului se întîlnește un mic corp de granite și gnaise granitice străbătînd zona de Tămaș. Acest corp nu trece decît puțin pe versantul nordic al Dîmboviței.

Sub microscop se observă că granitul e format din ortoză, plagioclaz, cuarț, muscovit și biotit. Se întîlnesc și plaje compacte solzoase de sericit fin (pinit?). Roca pare să fie asemănătoare granitului de Albești-Brătei, descris de N. GHERASI (5).

Feldspații și plajele sericitice au în mod constant conture izometric ovale sau chiar rotunde; cuarțul are forme ceva mai neregulate, unghiulare. Ortoza este întotdeauna pertitică. Muscovitul pare a se fi format pe seama biotitului; acesta din urmă are frecvente incluziuni de zircon, cu aureole pleocroice, precum și incluziuni fine de minereu opac, fie grupat în aglomerări, fie așezat de-a lungul liniilor de clivaj.

Marginal se întîlnesc și zone de granite gnaisice a căror compoziție mineralogică este aproape identică cu cea a granitelor; în plus se observă uneori cloritizarea biotitului, precum și prezența unor granați mărunți aglomerați în plajele sericitice. La aceste gnaise, feldspații sînt extrem de sericitizați.

Institutul Geologic al României

În muntele Mezea, pe poteca ce coboară uşor spre căldările văii Vladului, se întîlneşte, intercalată în paragnaise, o rocă neagră cu aspect masiv, pe o grosime ce nu depăşeşte cîţiva decimetri. Sub microscop se constată că roca e formată în cea mai mare parte dintr-un amfibol slab pleocroic în tonuri de verde foarte deschis, cu —2V de cca 75° şi cu $c:ng$ — 19°; birefringenţa este însă scăzută. (cca 0,013). Caracterele optice coincid cu cele ale feroactinolitului (TRÖGER, 49), Roca se compune din fîşii cu granulaţii foarte diferite, cele fine şi aproape izotrope alternînd cu altele în care actinotul atinge 0,3 mm. E probabil că ne aflăm în faţa unui produs de transformare al unei roci ultrabazice.

Pe valea Strîmbei, pe valea Strîmbşoarei şi pe pîrîul lui Dumitru apar, intercalate în cristalin, roci masive de culoare cenuşie deschisă. Sub microscop se observă că aceste roci au o structură porfirică, fiind formate aproape exclusiv din albit. O pastă extrem de fin granulară cuprinde fenocristale de forme cu totul neregulate şi de dimensiuni variate, uneori grupate în aglomeraţiuni. Albitul acestor fenocristale este destul de frecvent intens maclat polisintetic.

Lamelele de maclă au suferit deformări, datorită presiunilor care au deformat şi fracturat şi fenocristalele. Roca este un albitofir, a cărui punere în loc e probabil anterioară Liasicului, dat fiind că filoanele eruptive liasice nu prezintă urme de solicitări mecanice.

Filoane mesozoice. Masivul cristalin este străbătut de filoane eruptive, a căror grosime nu întrece niciodată cîţiva metri. În general, ele nu se pot urmări şi numai în cîteva cazuri am putut pune în evidenţă continuitatea lor pe distanţă mai mare — pînă la 2 km, — din valea Corbului (Clăbucet) în Vf. Glimeii. Forma lor de zăcămînt este mai frecvent concordantă (silluri), dar se pot observa cazuri clare (V. Comisului, Iazul cel Bătrîn), cînd filoanele taie discordant şisturile cristaline (dyke-uri).

Filoanele alcaline nu apar decît într-un sector restrîns, între Luţele şi Văcarea Mare. Pentru clasificarea lor petrografică, am urmat pe V. MANILICI (11) în adoptarea criteriilor cantitative ale lui WAHLSTROM. Am deosebit astfel: bostonite, bostonite porfirice, porfire bostonitice, porfire trahitice (ortofire) şi keratofire.

Bostonitele şi bostonitele porfirice se caracterizează printr-o masă holocristalină avînd feldspaţi prismatici de 0,1—1,8 mm. lungime; elementele colorate apar interstiţial în cantitate extrem de redusă. Structura lor este intermediară între cea prismatic-grăunţoasă (trahitoidă) şi cea bostonitică, dat fiind faptul că marginile cristalelor feldspatice sînt numai uneori ondulate sau dinţate, caracter tipic pentru cea de-a doua, iar aşezarea prismelor de feldspat este divergentă, uneori mai mult sau mai puţin subparalelă.

Caracterul porfiric este dat unora din bostonite de către rare (< 25%) fenocristale de feldspat. Acest mineral, atît cel din fenocristale, cît şi cel din masa rocei,

Institutul Geologic al României

aparține grupului sodopotasic, cu începuturi de desamestec pertitic vizibile cu un obiectiv puternic. Unghiul 2V este destul de mare.

Mineralele melanocrate sînt reprezentate prin clorit și limonit, ambele provenite din transformarea biotitului. Într-un singur punct am întîlnit și cristale prismatice de riebeckit. Ca accesorii apar zirconul, apatitul și titanitul.

Unele varietăți de bostonite sînt cuarțifere, cuarțul apărînd interstițial și în mică cantitate. Porfirele bostonitice se caracterizează printr-o proporție mai mare de fenocristale (cca 40%) într-o pastă ceva mai fină (0,1—0,4 mm). Structura și compoziția mineralogică sînt aceleași ca la bostonite. Porfirul trahitic (M. Văcarea Mare) este constituit din fenocristale (cca 30%) și din pastă cu structura ortofirică, feldspații fiind dezvoltați scurt-prismatic (0,01—0,1 mm). Fenocristalele sînt formate din sanidin (2V foarte mic).

Keratofirul (V. Lerescu) este format din puține fenocristale și din pastă (0,4—0,3 mm); în constituția acesteia intră feldspat dezvoltat prismatic și clorit provenit din biotit. Atît în fenocristale, cît și în pastă, feldspatul este reprezentat prin albit (care predomină), cît și prin sanidin, subordonat cantitativ.

Filoanele alcaline aparțin provinciei petrografice liasice, împreună cu cele studiate de V. MANILICI în regiunea Poiana Mărului—Șinca Nouă—Holbav, fiind cele mai vestice apariții cunoscute în prezent. Iviri mai îndepărtate spre nord sînt cele identificate de noi în defileul Oltului (munții Perșani de nord, 4), iar spre E, cele de la Brașov (25) și Baciu (SE de Brașov).

Filoanele bazice care străbat șisturile cristaline pot fi subîmpărțite la rîndul lor în diabaze și camptonite. De la început trebuie să precizăm terminologia adoptată, care la rocile bazice variază și a dat naștere la controverse. În clasificările clasice germane și ruse, care disting rocile hipoabisice de cele efusive, precum și rocile paleotipice de cele kainotipice, diabazele și melafirele corespund doleritelor, respectiv bazaltelor. În clasificarea americană actuală, distincția între rocile paleotipice și cele kainotipice nu este menținută, iar termenul de diabaze este utilizat pentru rocile hipoabisice corespunzătoare bazaltelor. Autorii englezi, înlocuiesc denumirea de diabaze cu cea de dolerite. Noi am menținut termenul de diabaze, utilizat și de V. MANILICI, pentru filoanele din munții Făgărașului, avînd în vedere că ele sînt atît roci hipoabisice, cît și roci paleotipice; clasificarea engleză este deci singura de care nu am ținut seamă. Structura tututor diabazelor din regiunea noastră este cea ofitică în sens larg, după ZAVARIȚKI și POLOVINKINA; după raportul între dimensiunile componentelor leucocrate și cele melanocrate, ea se subdivide în poikilofitică, diabazică și doleritică. Pentru majoritatea diabazelor întîlnite, este caracteristică structura diabazică: în fiecare interstițiu dintre prismele divergente de plagioclaz se găsește cîte un singur cristal melanocrat. Uneori se întîlnește trecerea spre structura doleritică, cu mai multe cristale melanocrate în fiecare interstițiu. Rocile

Institutul Geologic al României

care conţin şi fenocristale de plagioclaz sau de elemente melanocrate le denumim diabaze porfirice.

Atît diabazele cît şi diabazele porfirice prezintă variaţii în ceea ce priveşte dimensiunile cristalelor din pastă. Termenii extremi sînt formaţi dintr-o rocă (Valea Vadului) cu lungimea prismelor de plagioclaz cuprinsă între 0,05 şi 0,3 mm, lăţimea lor fiind de 0,02—0,1 mm. (suprafaţa maximă 0,03 mm), şi dintr-o altă rocă (Valea Leresculuí) cu L = 0,6—1,5 mm şi cu l = 0,1—0,4 mm. (S = 0,6 mm²).

Prima este singura rocă din acest grup, care ar putea fi denumită bazalt după clasificarea engleză (L < 0,5 mm; S < 0,05 mm²), iar toate celelalte s-ar încadra între dolerite. După clasificarea americană, toate s-ar denumi diabaze, dat fiindcă lungimea cristalelor întrece 0,1 mm. Un bazalt de culoarea neagră cu pastă sticloasă se întîlneşte pe valea Berevoescu Mic. Unele diabaze sînt amigdaloide, prezentînd mici druze cu calcit sau cu clorit.

Din punct de vedere al compoziţiei mineralogice, diabazele, inclusiv cele porfirice, sînt destul de uniforme. Mineralele constituente, apărînd în proporţii variabile, sînt: plagioclazul bazic-intermediar, augitul (uneori titanifer), hornblenda brună, cloritul, magnetitul şi ilmenitul. Într-un singur caz am întîlnit şi olivină, parţial serpentinizată (Plaiul Hoţului). Se observă trecerea augitului în hornblendă şi a ambelor minerale în clorit. În două cazuri (V. Şercăiţei şi V. Dîmboviţei, la pîrîul Hotarului), cloritul a înlocuit total celelalte elemente melanocrate.

Camptonitele sînt rare în regiunea noastră. Structura acestor roci este diabazică, cu treceri spre cea poikilofitică. Mineralele constituente sînt: plagioclazul, augitul, barkevikitul, cloritul şi mai rar olivina. În general, sînt echigranulare, iar atunci cînd prezintă caractere porfirice, fenocristalele aparţin mineralelor melanocrate.

FORMAŢIUNILE SEDIMENTARE

Triasicul a fost descris mai sus cu ocazia discuţiei asupra seriei de Ciuta.

Jurasicul apare în extremitatea estică a regiunii, în sinclinalul Pietrii Craiului. Este format din calcare albe masive, avînd în bază un orizont marno-calcaros stratificat, în care am recoltat împreună cu G. PITULEA următoarele forme de Amoniţi, determinate de D. PATRULIUS; *Grossouvreia* cf. *curvicosta* OPP. şi *Choffatia* (?) sp. Aceste forme indică prezenţa Callovianului inferior, care se aşează discordant, peste Cristalin.

Cretacicul. Pe valea Şercăiţei, între Cristalin şi Miocen apare un afloriment de 2—3 metri de marno-calcare cenuşii, străbătute de vine de calcit, pe care noi le-am atribuit, pe baza asemănării petrografice, stratelor de Sinaia.

Pe valea Strîmbei, în aval de confluenţa cu valea Strîmbşoarei, Cristalinul vine în contact cu calcare albe grezoase, exploatate în carieră. O. SCHMIDT le atribuie Cretacicului mediu (28).

Institutul Geologic al României

Miocenul constituie o fîşie de-a lungul ramei nordice a Cristalinului, continuitatea ei fiind mascată de depozitele cuaternare premontane, care ocupă suprafeţe întinse. Pe fundul văilor, la ieşirea lor din masivul muntos, se pot observa uneori aflorimente izolate. Burdigalian—Helveţianul, reprezentat prin conglomerate roşii sau cenuşii, cu intercalaţii de gresii moi micacee, brune-gălbui, se poate recunoaşte, chiar pe crestele unde nu aflorează, prin coloraţia roşie a solului. Tortonianul, reprezentat prin baza sa, tuful dacitic de Dej, cuprinde unele intercalaţii care se aşează direct peste conglomeratele menţionate mai sus. Reiese clar aci, la sud de oraşul Făgăraş, echivalenţa dintre tuful de Dej şi orizontul de marne tufacee cu Globigerine de la exteriorul Carpaţilor. Sarmaţianul (?), reprezentat printr-un nisip grosier, care remaniază şi blocuri decimetrice de tufuri, apare la SE de localitatea Sebeş.

Cuaternarul este variat reprezentat în regiunea noastră: depozite de morenă în căldările glaciare, depozite deluviale piemontane pe rama sudică a depresiunii Făgăraşului, terase (Plaiul Foii şi V. Sebeşului), aluviuni şi conuri de dejecţie de-a lungul cursurilor principale de apă.

TECTONICA

Axul geologic al masivului cristalin al Făgăraşului este format din seria mesozonală de Cumpăna; ea este flancată pe cei doi versanţi de serii cristaline epizonale sau epi-mesozonale, diferite din punct de vedere petrografic. (Leaota şi Făgăraş).

Cartările de detaliu întreprinse de noi au dus la identificarea unor structuri în Cristalin, care se pot urmări în tot lungul regiunii şi contribuie în bună măsură la descifrarea tectonicii ei.

În ansamblu, direcţia şisturilor cristaline este E—W în partea vestică a regiunii, iar de la meridianul văii Sebeşului şi al cotului Dîmboviţei spre E, direcţia lor se îndreaptă spre ENE; în extremitatea nord-estică a regiunii, poziţiile N—S sînt frecvente, deşi nu constituie regula. În cuprinsul regiunii se observă înclinări ale şisturilor în ambele sensuri, determinînd apariţia unei serii de anticlinale şi de sinclinale, pe care le vom descrie pe fiecare în parte; aceste cute se confirmă şi prin repetarea unor formaţiuni reper (calcare, amfibolite) pe ambele flancuri.

Seria de Cumpăna ocupă o poziţie stratigrafică inferioară faţă de Seria de Făgăraş, situată la nordul ei, căderile de la limită fiind peste tot nordice. Cea din urmă serie are în general înclinări monoclinale spre nord, intrînd sub Miocenul depresiunii Făgăraşului. O mică cută, care taie valea Sebeşului în aval de valea Corbului, aduce la zi în axul anticlinalului micaşisturi cu granaţi fini şi gnaise oculare, aparţinînd Seriei de Cumpăna.

De asemenea, în regiunea Strîmba, se mai conturează un anticlinal, în lungul căruia apar micaşisturi cu granaţi, tăiate de valea şi de creasta Strîmbşoarei.

Institutul Geologic al României

În Seria de Cumpăna se urmăreşte dintr-un capăt în celălalt al regiunii, pe mai mult de 15 km, un anticlinal flancat la sud de un sinclinal; cuta vine din căldările Belici, merge paralel cu cursul superior al Sebeşului, tăind afluenţii sudici ai acestuia şi trece apoi pe cursul superior al văilor Şercăiţei, Creţului şi Strîmbei (fig. 7). Aci, datorită unei scufundări axiale, Seria de Cumpăna dispare sub Seria de Făgăraş, care se întîlneşte şi pe flancul sudic al anticlinalului şi ocupă axul sinclinalului. Prelungirea spre est acestui sinclinal, în axul căruia în regiunea cartată de V. MANILICI, apare «Seria de Ciuta», reprezintă sinclinalul Şinca Nouă, menţionat pentru prima oară de O. SCHMIDT (27).

Tectonica extremităţii estice a sinclinalului Şinca Nouă este destul de complicată, datorită apariţiei depozitelor sedimentare permo-triasice. Din creasta Nimaia—Ţagla—Faţa Ilie şi pînă la izvoarele Bîrsei Fierului, zona axială a sinclinalului este ocupată de şisturile cristaline epizonale, dispuse pe paragnaisele şi micaşisturile cu granaţi ale flancurilor sinclinalului.

Depozitele sedimentare nu apar însă de-a lungul axului geometric al cutei, ci într-un mod cu totul particular, în mai multe fîşii alungite, atît la N cît şi la S de acest ax. Astfel pe flancul nordic al sinclinalului am întîlnit două fîşii de conglomerate, aşezate nu pe seria epizonală, ci chiar pe cea mesozonală; pe flancul sudic, între cele două serii cristaline se dispun fîşia de conglomerate roşii şi calcare albe, precum şi, mai spre E, banda de conglomerate figurată pe harta lui V. MANILICI; în aceeaşi poziţie apare şi ivirea de conglomerate de la Faţa Ilie.

Înclinările stratelor nu prezintă abateri de la normal, astfel că situaţia s-ar putea interpreta în două moduri. În primul rînd, am putea presupune că anticlinalele şi sinclinalele conturate de noi nu ar reprezenta realitatea decît într-o primă aproximaţie; axele figurate pe harta noastră ar fi numai axele ondulaţiilor mai ample, de ordinul I, acestea fiind complicate prin intervenţia unor ondulaţii mai mici, de

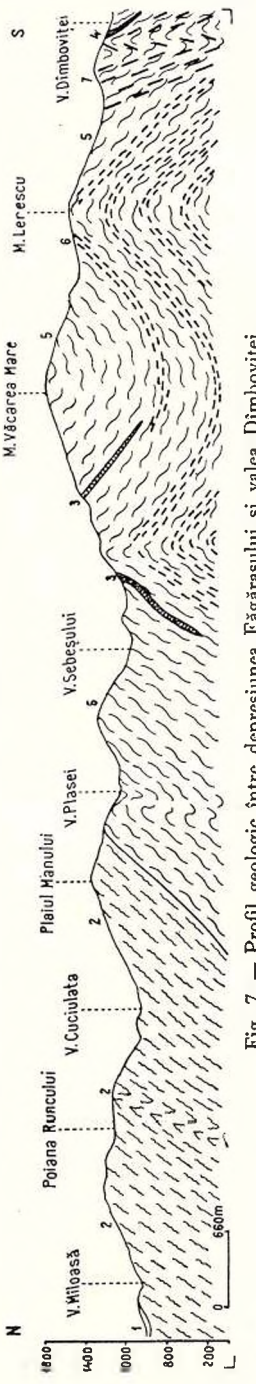


Fig. 7. — Profil geologic între depresiunea Făgăraşului şi valea Dîmboviţei.
1, Cuaternar; 2, şisturi sericito-cloritoase + biotit; 3, calcare cristaline; 4, amfibolite; 5, paragnaise micacee şi micaşisturi cu granat; 6, paragnaise şi micaşisturi fanerobiastice cu staurolit; 7. gnaise de Cumpăna.

Institutul Geologic al României

ordinul II, care ar avea un caracter izoclinal. În axele unor asemenea cute izoclinale de ordinul II, localizate pe ambele flancuri ale sinclinalului, s-ar găsi depozitele sedimentare cruțate de eroziune. Ne-am afla astfel în prezența așa numitelor « dragfolds ».

O a doua interpretare s-ar putea da presupunînd existența unor falii inverse, care produc încălecări divergente ale Cristalinului peste depozitele sedimentare, dinspre axul sinclinalului înspre flancuri. O interpretare în pînză este exclusă tocmai prin repetarea acestor încălecări pentru fiecare fîșie de conglomerate în parte și prin poziția dislocațiilor în apropierea axului sinclinalului. Cercetări mai de detaliu ar trebui să lămurească problema.

Nu sîntem de acord cu afirmația lui O. SCHMIDT (26) că « Seria de Ciuta » ar înclina spre NW, sub gnaisele de Strîmba. Această poziție ar presupune încălecarea spre SE a seriei mesozonale peste cea epizonală; ea nu se confirmă însă nicăieri în teren, șisturile Seriei de Făgăraș ocupînd pretutindeni axul sinclinalului.

În sectorul estic al regiunii noastre, avem o indicație cu privire la vîrsta unor structuri din Cristalin. Sinclinalul Șinca Nouă, are în ax depozite pînă la Mesozoic inclusiv; el ia în extremitatea sa estică o direcție aproape paralelă (NE—SW) cu cea a încălecării Cristalinului peste zona de depozite mesozoice Codlea—Vulcan.

În același timp însă, la sinclinalul Șinca Nouă se poate observa cum, în sectorul Țagla, se suprapun două structuri; în timp ce o structură veche se ridică spre est, șisturile epizonale dispărînd din axul sinclinalului cam în dreptul văii Bîrsa Fierului, o structură mai nouă suferă dimpotrivă o coborîre axială, depozitele sedimentare începînd să se dezvolte tocmai de aci spre est; aceasta s-a format deci probabil în faza de cutări mesocretacice, odată cu încălecarea menționată.

La sud de sinclinalul Șinca Nouă, în zona crestei principale a Făgărașului, căderile încep să aibă oscilații, care nu mai permit o urmărire sistematică a unor cute; o singură excepție o constituie un mic anticlinal cuprins între valea Buzduganului și valea Groapelor. E probabil că în aceste oscilații, să fi jucat un rol și neotectonica.

Ultimul anticlinal care se prelungește pe mai mulți kilometri, se găsește între creasta principală și valea Dîmboviței. El se urmărește din muntele Călțun spre E prin Berevoescu, Luțele și Plaiul Hoțului, taie apoi Lerescul și Văcarea și se pierde la est de valea Băiței. Acest anticlinal a fost mult mai greu de urmărit decît primul, existînd destule căderi contrarii (fig. 7).

Este interesant de menționat că de-a lungul axului său apare zona micașisturilor faneroblastice cu staurolit. Acest fapt pare a indica rolul major pe care l-a avut acest anticlinal în structura regiunii cercetate, în axul lui apărînd rocile cele mai intens metamorfozate regional.

Am lăsat la urmă expunerea unui accident tectonic apărînd în partea nord-estică a regiunii (Strîmba). Între Fața Ilie și Plaiul Nomaia ia naștere o încălecare

Institutul Geologic al României

spre nord a Seriei de Cumpăna peste Seria de Făgăraş, aceasta din urmă sfîrşind prin a dispărea total spre E, după Pîrîul lui Dumitru. Din Făgetul Alb pînă în Piscul Vulturilor, micaşisturile cu granaţi şi gnaisele lenticulare de Strîmba ocupă înălţimile, iar contactul urmăreşte o linie festonată tipic, cu căderi sud-estice, peste şisturile clorito-muscovitice cu biotit. Se pare că aci ne aflăm pentru prima dată în prezenţa situaţiei, care va deveni regulă în Carpaţii orientali: încălecarea Cristalinului mesozonal peste cel epizonal.

Grosimea stratigrafică a pachetului de şisturi din Seria de Cumpăna deschis între axul anticlinalului zonei cu staurolit şi limita Seriei de Făgăraş este de cca 2.300 m,, iar grosimea stratigrafică a acesteia din urmă, pînă la depozitele miocene, este de cca 2.700 m. Aceste valori, rezultînd din structura admisă de noi a masivului cristalin, nu au însă vreo semnificaţie deosebită, dat fiind că nu cunoaştem nici baza Seriei de Cumpăna, care rămîne ascunsă, nici vîrful Seriei de Făgăraş, îndepărtat de eroziune. În felul acesta am reuşit a analiza tectonica celei mai mari părţi a regiunii, la nord de linia Rudărita—cotul Dîmboviţei.

Însăşi linia Rudărita—cotul Dîmboviţei reprezintă o falie longitudinală. Zona gnaiselor de Cumpăna încalecă pe Bîrsa Groşetului, Gruiul Lung, Bîrsa lui Bucur şi valea Ciocînea peste zona de tranziţie a paragnaiselor biotit-cloritice, depăşind micaşisturile biotitice cu granat care mai apar pe valea Dîmboviţei. După V. MANILICI (12) spre SW situaţia se normalizează, zona micaşisturilor aşezîndu-se peste zona gnaiselor, ambele cu înclinări sud-estice. Încălecarea gnaiselor de Cumpăna peste şisturile cristaline de la sud atribuite iniţial în întregime Seriei de Leaota a fost menţionată pentru prima dată de O. SCHMIDT (26). Acest autor a admis că linia de încălecare s-ar prelungi spre NE, între aceleaşi gnaise şi Mesozoicul de la Codlea—Holbav, avînd deci o vîrstă mesocretacică.

Spre NE de linia Rudărita—cotul Dîmboviţei, contactul Seriei de Cumpăna cu Seria de Leaota poate fi interpretat drept o linie de încălecare. De asemenea zona de Tămaş, avînd înclinări constante nord-vestice se aşează peste zona de Tămăşel. Aceste încălecări se pun în evidenţă prin suprapunerea succesivă a unor termeni mai metamorfici peste alţii de cristalinitate mai redusă.

În zona de Tămăşel apare din nou un anticlinal clar, orientat NE—SW; pe flancul lui sud-estic, deasupra şisturile cloritoase cu albit, se aşează formaţiunile jurasice ale sinclinalului Piatra Craiului (fig. 8).

Aşa cum a fost schiţată, structura cutată a întregului Cristalin este afectată de apariţia unor falii transversale, orientate în general N—S, care deplasează pe flancul lor estic limitele formaţiunilor şi axele cutelor spre nord. Citäm în special: falia Sebeşului şi falia Ţaglei, care afectează mai profund structura sectorului estic.

Diaclazele *ac* se grupează într-un sistem a cărui orientare predominantă este NW—SE, deci transversală pe structurile cutate.

Institutul Geologic al României

Depozitele miocene se așează transgresiv și discordant peste Cristalin, avînd în general căderi de cca 12° spre N. Din examenul regional se constată că și Tortonianul, cu tuful de Dej în bază, este trangresiv, el așezîndu-se direct peste depozite mesozoice spre est (Racoșul de Jos, în Perșani) și acoperind în regiunea noastră

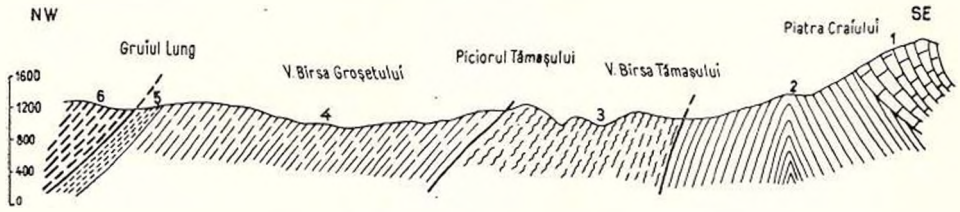


Fig. 8. — Profil geologic în regiunea Plaiul Foii.

1, Jurasic; 2, șisturi clorit-albitice și clorit-epidotice (Zona de Tămășel); 3, șisturi muscovit cloritice cu porfiroblaste de albit (Zona de Tămaș); 4, paragnaise cu două mice, paragnaise nodulare cu clorit (Zona de tranziție); 5, micașisturi cu granat (Zona de Șerbota); 6, gnaise oculare și rubanate (de Cumpăna).

conglomeratele burdigaliene-helveține, pe cînd spre vest, el urmează orizontului marnos-grezos al Helveținului. Acesta din urmă ne este permis să credem că a dispărut din regiunea noastră, datorită unei faze de eroziune antetortoniene.

Petrologie structurală. Pentru complectarea studiului șisturilor cristaline cu cîteva date petrotectonice, a fost recoltată o serie de patru eșantioane orientate, din profilul deschis în lungul văii Sebeșului; două șisturi sericito-cloritoase cu biotit din Seria de Făgăraș (la confluențele cu valea Cuciulata și cu valea Corbului); un șist de la tranziția dintre epi- și mezozonă (confluența cu valea Plasei) și un micașist cu granați din Seria de Cumpăna (spre valea Fîntînelii). Doar prima probă (Cuciulata) a prezentat o lineație determinată prin existența unei microcutări; aceasta are o poziție N 45° E/15° NE. Eșantioanele au fost secționate perpendicular pe axul *b*, determinat prin orizontala cuprinsă în planul de foliație *ab*, cu excepția primei probe la care axul *b* a fost determinat de prezența lineației.

La toate secțiunile orientate a fost efectuată cu ajutorul mesei universale, statistica poziției axelor optice (0001) ale cristalelor de cuarț; aceste date au fost completate la prima și ultima secțiune, cu statistica poziției planului (001) la mice (în cazul micașistului cu granați, numai pentru biotit).

În diagramele structurale se constată că micele sînt heterotactice cu cuarțul, diagramele micelor apropiindu-se de S-tectonite, iar cele ale cuarțului încadrîndu-se între B-tectonite, cu simetrie monoclinică. Secțiunea 93 a micașistului biotitic cu granat (mesozonal) dă diagrame foarte asemănătoare cu cele ale șisturilor cuarț-muscovitice din Seria de Moine (Scoția). Pentru biotit există un maximum puternic după *c*, indicînd paralelismul fețelor (001) cu S (*ab*), dar există și o dispersie indicînd tendința incipientă de a se dezvolta o centură parțială după *ac*. Axele cuarțului

Institutul Geologic al României

se orientează şi ele preferenţial într-o centură *ac*, existînd însă o concentrare puternică într-un sector de 45° de o parte şi de alta a lui *a*, cu maxime evidente la marginile sectorului, adică la cca 45° faţă de *a*. Schematic rezultă pentru cuarţ un « maximum II », combinat cu o centură B incompletă, avînd un minimum după *c*, corespunzător maximului biotitului.

Aceleaş caractere se observă la secţiunea 92 a şistului sericito-cloritos cu biotit (de tranziţie dintre epi- şi mesozonă). Aci apare un sistem paralel de fisuri longitudinale de tensiune după *bc*, umplute cu calcit. Interpretarea curentă a orientării cuarţului constatată în rocele studiate de noi este aceea că centura B ar fi luat naştere prin translaţii după feţele de romboedru paralele cu *hol*, reprezentînd sisteme de plane de alunecare.

Un exemplu special de simetrie BΛB', îl întîlnim la secţiunea nr. 88 (şist muscovitic cu biotit, V. Corbu): în diagrama cuarţului se constată prezenţa a două centuri inegal dezvoltate care se încrucişează după axul *b*, poziţiile lor găsindu-se la 45° între *a* şi *c*.

La secţiunea 87 (şist sericito-cloritos cu biotit, Cuciulata) au fost determinate diagramele cuarţului şi micelor pentru fiecare din cele două flancuri ale unei microcute. Se constată că cele două diagrame ale micelor păstrează acelaş tip de orientare, cu maxim puternic în *c* şi cu uşoară tendinţă de centură după *ac*, ele putîndu-se obţine una din alta printr-o rotaţie de 40° în jurul axei *b*. Se observă o asemenea rotire, deşi nu deosebit de clară, şi în diagramele cu centuri *ac* ale cuarţului (tip maximum II) de pe cele două flancuri ale microcutei; o parte din maxime care îşi păstrează aceeaşi poziţie absolută provin probabil de la cristalele mari de cuarţ din creasta microcutei. Rotirea parţială a orientării cuarţului, în relaţie cu cea a micelor, arată o cristalizare concomitentă a celor două minerale, precum şi caracterul de cutare de încovoiere sau flexurală (« flexure fold », « Biegefalte »); în poziţia iniţială, cuarţul a avut pretutindeni o orientare constantă faţă de stratul încă necutat. Maximele sînt mai pronunţate (atît la cuarţ cît şi la mice) pentru flancul microcutei pe care s-a dezvoltat o foliaţie după planul axial (« clivaj axial »), apărînd structura « Totfalten ». Deformarea rocei pare a fi paracristalină, unele lamele de mice din axul cutei fiind îndoite iar altele nu.

Evoluţia structurală (istoricul dezvoltării regiunii) este greu de reconstituit, dată fiind absenţa aproape completă a formaţiunilor sedimentare. Din toate datele culese de noi pe teren, confruntate cu cele din literatură, se pot desprinde doar cîteva idei. Vîrsta şisturilor cristaline rămîne încă necunoscută: atît vîrsta fiecărui pachet de roci primordiale, cît şi vîrsta metamorfismului regional, care a afectat stiva de sedimente. Regiunea noastră nu ne oferă nici un argument în favoarea fie a unei vîrste hercinice, fie a unei vîrste caledoniene sau chiar mai vechi a metamorfismului. Mişcările hercinice duc probabil la formarea încălecării din sectorul Strîmba.

Institutul Geologic al României

Ca în multe alte părți ale orogenului carpatic, primele depozite sedimentare, conservate sporadic în partea estică a munților Făgărașului, sînt cele permo-werfeniene. În sinclinalul Șinca Nouă au rămas mărturii ale acoperămîntului mesozoic al șisturilor cristaline; punîndu-le în legătură cu formațiunile mesozoice de la Codlea-Vulcan, cu cele din Perșanii de Sud și cu cele din Piatra Craiului, se poate presupune în mod rațional că cel puțin o parte a extremității estice actuale a Cristalinului munților Făgăraș a fost submersă în timpul Mesozoicului.

Puternicele mișcări tangențiale mesocretacice și-au găsit un ecou și în regiunea noastră: ele au dat naștere unor structuri cutate, cum sînt sinclinalul Șinca Nouă și anticlinalul Tămășelului. E posibil ca multe din cutele regiunii să fie formate în această fază tectonică. De asemenea a avut loc concomitent, începînd de la valea Bîrsei Groșetului spre est, încălecarea zonei gnaiselor de Cumpăna peste Cristalinul de la sud și, mai departe spre est, peste Mesozoic. Această încălecare este cea care reprezintă, după părerea noastră, prelungirea sudică a liniei centrale din Carpații orientali, iar nu ipotetica încălecare a conglomeratelor de Bucegi peste Flișul cretacic mai vechi decît ele, admisă din nou în ultima vreme de I. BĂNCILĂ (1).

Legînd încălecarea de la Codlea-Vulcan cu linia centrală a Carpaților orientali, noi nu o punem în legătură directă, pe de altă parte, cu pînza getică, așa cum face D. PREDA (21) în ultima vreme. Concepția unei pînze centrale-getice unice, care să meargă din Maramureș pînă în Porțile de Fier nu ar fi lipsită de grandoare: datele de teren în întreg sectorul cuprins între Dîmbovița și depresiunea Loviștei nu îndreptățesc însă cu nimic admiterea unei șariaj al zonei gnaiselor de Cumpăna peste Seria de Leaota astfel ca prima să aparțină pînzei getice, iar cea de a doua, Autohtonului, ci demonstrează dimpotrivă poziția anticlinală a gnaiselor de Cumpăna care nici nu vin în contact direct cu Seria de Leaota. În această privință, părerile cercetătorilor recenți ai acestui sector (V. MANILICI, N. GHERASI, R. DIMITRESCU) concordă întru totul.

În același timp, un fapt pe care vrem să-l subliniem este apartenența Cristalinului de Leaota la Carpații meridionali, și nu la cei orientali așa cum se admite de către unii autori (15,16). Din punct de vedere petrografic nu am întîlnit în Cristalinul Carpaților orientali, și nici nu sînt citate în literatură, complexe de roci cu caractere asemănătoare: șisturi cu albit sînt răspîndite doar sporadic în masa celorlalte tipuri de șisturi cristaline.

După paroxismul mesocretacic, munții Făgărașului se comportă ca un bloc rigid față de formațiunile mai tinere înconjurătoare. Cum formațiuni terțiare nu se mai întîlnesc decît pe marginile lor, se pare că ei au rămas exondați în permanență pînă astăzi: aceasta se constată, de exemplu, din cercetarea hărților paleogeografice publicate în « Geologia R.P.R. » de către N. ONCESCU (16). Platformele morfologice, descifrate la W de Olt de DE MARTONNE (14) se regăsesc cu greutate și numai parțial în munții Făgărașului. Cîteva puncte de reper le datorăm lui ȘT. GHIKA (9).

Institutul Geologic al României

În timpul Eocenului pare a fi avut loc o ridicare continuă a masivului cristalin; o a doua ridicare ar fi avut loc după Miocen. În timpul Miocenului, credem însă că bariera dintre depresiunea Făgărașului și cea subcarpatică nu era prea ridicată, dată fiind apariția în condiții identice a marnelor tufacee cu Globigerine în ambele bazine. Înălțimea lor actuală și-o datorează munții Făgărașului ridicării din timpul Villafranchianului, care a dus la formarea pietrișurilor de Cîndești. Această ridicare finală este probabil în legătură cu linia de fractură care mărginește masivul cristalin al Făgărașului de depresiunea Făgărașului de la nord. Falia nordică a Făgărașului nu este trecută pe nici o hartă geologică; ea trebuie însă să apară în toate profilele geologice la scară mică, care tind a interpreta regional relațiile Cristalinului cu bazinul Transilvaniei. Reamintim astfel că sonda de referință de la Ucea a întîlnit un Triasic dolomitic care nu se întîlnește nicăieri la zi pe rama sudică a bazinului sedimentar. Falia care se poate deduce din relief, a putut juca astfel în decursul unei perioade mai lungi de timp, încă dinaintea Miocenului.

August 1962.

BIBLIOGRAFIE

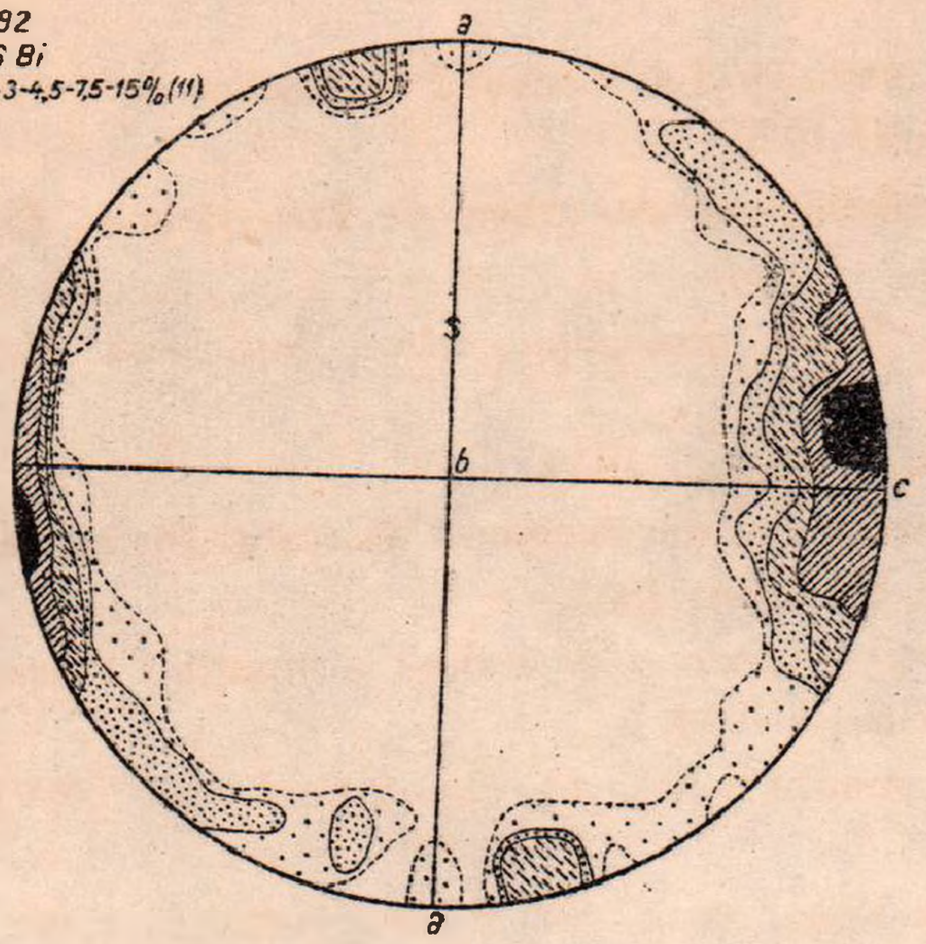
1. Băncilă I. Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, București 1958.
2. Cantuniari Șt. Notă asupra rezultatelor unor studii făcute în regiunea Șercăița (jud. Făgăraș), *D.S. Inst. Geol. Rom.* vol. IX (1920—21), București 1926.
3. Cantuniari Șt. Studii geologice în regiunea Porumbac—Arpaș. (M. Făgăraș). *D.S. Inst. Geol. Rom.* vol. IX (1920—21), București 1296.
4. Dimitrescu R. Asupra prezenței rocilor alcaline în partea nordică a munților Perșani. *Comunic. Acad. R.P.R.*, Tom VII, nr. 1, București 1957.
5. Gherasi N. Cercetări geologice în partea de W a Masivului Cristalin al Leaotei. *D. S. Comit. Geol.*, vol. XV (1952—1953), București 1956.
6. Ghika-Budești Șt. Pétrographie et tectonique des Carpates méridionales Roumaines. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, XI, fasc. 2, Paris 1938.
7. Ghika-Budești Șt. Les Carpates méridionales centrales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX, București 1940.
8. Ghika-Budești Șt. Métamorphites et migmatites dans les Carpates méridionales. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, vol. V, București 1942.
9. Ghika-Budești Șt. Depresiunea intramontană Loviștea și creasta horstului Cozia. *Acad. R.P.R., Studii și cercetări de Geologie*, Tom. III, nr. 1—2, București 1958.
10. Giușcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Știopol V., Dimitrescu R. Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de sud-vest. *D.S. Comit. Geol.* vol. XL (1952—53), București 1956.
11. Manilici V. Studiul petrografic al rocelor eruptive mesozoice din regiunea Poiana Mărului—Șinca Nouă—Holbav. *An. Comit. Geol.* vol. XXIX, București 1957.
12. Manilici V. Cercetări petrografice și geologice în reg. Rîul Doamnei—Rîul Cernat. *D.S. Comit. Geol.* vol. XXXIX (1951—1952), București 1955.

Institutul Geologic al României

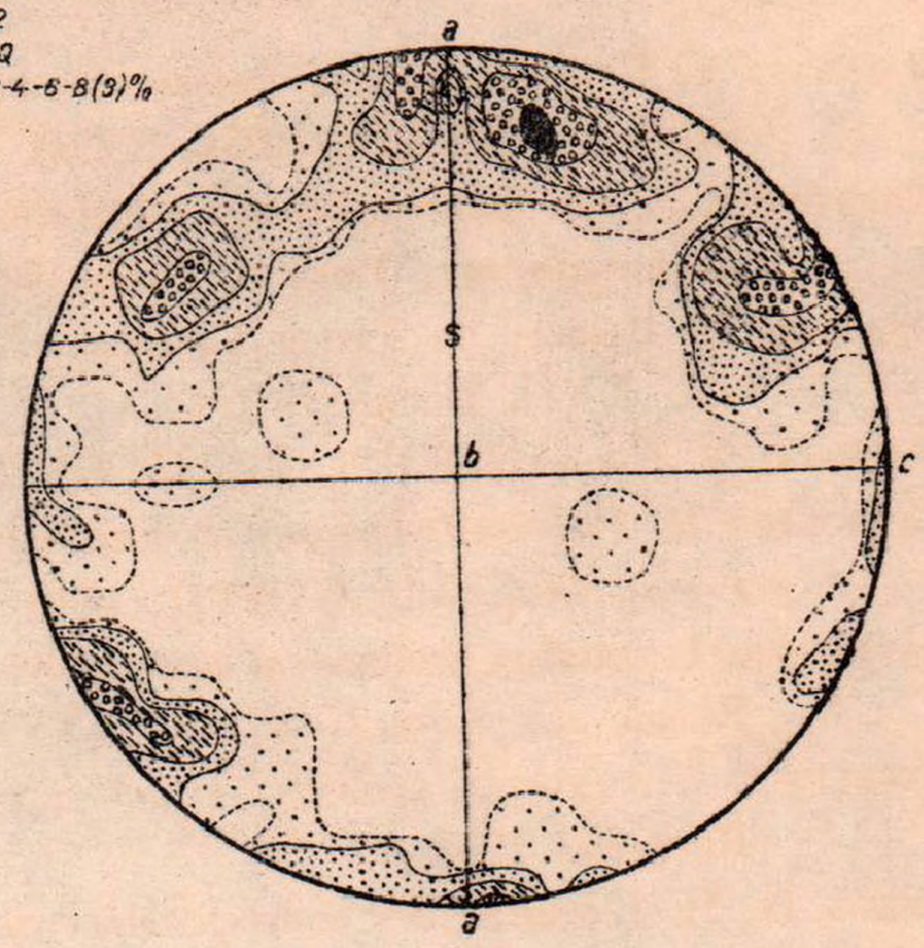
13. Manilici V. Contribuţiuni la cunoaşterea rocelor intrusive din Masivul Făgăraşului. *D.S. Comit. Geol.* vol. XXXIX (1951—1952), Bucureşti 1955.
14. Martonne, E. de. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. *Revue de Géographie*, Tome I, Paris 1907.
15. Oncescu N. Région de Piatra Craiului—Bucegi. Étude géologique. *Ann. Inst. Géol. Roum.* vol. XXII, Bucureşti 1943.
16. Oncescu N. Geologia R.P.R. Ed. II. Ed. Tehnică, Bucureşti 1959.
17. Patrulius D. Noi contribuţiuni la cunoaşterea stratigrafiei din regiunea Masivului Bucegi. *D.S. Comit. Geol.* vol. XXXVII (1949—1950), Bucureşti 1953.
18. Pavelescu L. Studiu geologic şi petrografic al părţii centrale şi de sud-est a munţilor Poiana—Ruscă. *An. Com. Geol.* vol. XXVII, Bucureşti 1954.
19. Pavelescu L. Cercetări geologice şi petrografice în munţii Sebeş. *An. Comit. Geol.*, vol XXVIII, Bucureşti 1955.
20. Preda D. M. L'origine des sources salées de Şinca Nouă. *Acad. Sci. Roum., C.R.d.S.*, t. V, nr. 1—2, Bucureşti 1941.
21. Preda D. M. Poziţia tectonică a orogenului hercinic-chimeric din Dobrogea de Nord în cadrul geologic structural regional. *Analele Rom.-Sov., Geol.-Geogr.*, nr. 2 (39), Bucureşti 1959.
22. Primics G. Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. *Mitt. a.d. Jahr. d.k. ung. geol. Anst.*, Bd. VI, Budapest 1885.
23. Reinhard M. Der Coziagneiszug in den Rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. Ştiinţe Bucureşti*, Anul XV, Bucureşti 1906.
24. Reinhard M. Die kristallinen Schiefer des Făgărascher Gebirges in den rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* III, Bucureşti 1910.
25. Savul M. şi Kräutner Th. Ein Arfvedsonitgranitporphyr aus der Umgebung von Braşov. *C.R. Acad. des Sciences de Roum.*, 1936, t. I.
26. Schmidt O. Cercetări geologice în ramificaţiile nord-estice ale munţilor Făgăraşului. *D.S. Inst. Geol. Rom.* vol. XV (1926—1927), Bucureşti 1930.
27. Schmidt O. Scurtă expunere a rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaţilor Meridionali. *D.S. Inst. Geol. Rom.* vol. XVII (1928—1929), Bucureşti 1930.
28. Schmidt O. Neue Beobachtungen über das Vorkommen von Oligozän und Burdigalien am Südostrande des siebenbürgischen Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.* vol. I, Bucureşti 1932.
29. Streckeisen A. Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, vol. XVI, Bucureşti 1934.
30. Streckeisen A. Recherches géologiques dans la partie orientale des Carpates méridionales. *Inst. Géol. Roum.*, C.R.d.S. T. XX (1931—1932), Bucureşti 1935.
31. Barth T. W. F. Theoretical petrology. 1952. Traducere rusă, Moscova 1956.
32. Barth T. F. W. Presentation of rock analyses. *Jour. Geology*, vol. 63, Chicago 1955.
33. Barth T. F. W. Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *Jour. Geology*, vol. 67, Chicago 1959.
34. Eskola P. Die metamorphen Gesteine. In: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
35. Fairbairn H. W. Structural Petrology of deformed rocks. Cambridge Mass., 1951.
36. Green J. and Poldervaart A. Petrochemical fields and trends. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 13, nr. 2—3, London 1958.
37. Grubenmann U.-Niggli P. Die Gesteinsmetamorphose. I. Berlin 1924.
38. Harker A. Metamorphism. London 1950.
39. Jung J. et Roques M. Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte. géol. Fr.*, vol. 50, nr. 235, Paris 1952.
40. Laffitte P. Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Paris 1957.

Institutul Geologic al României

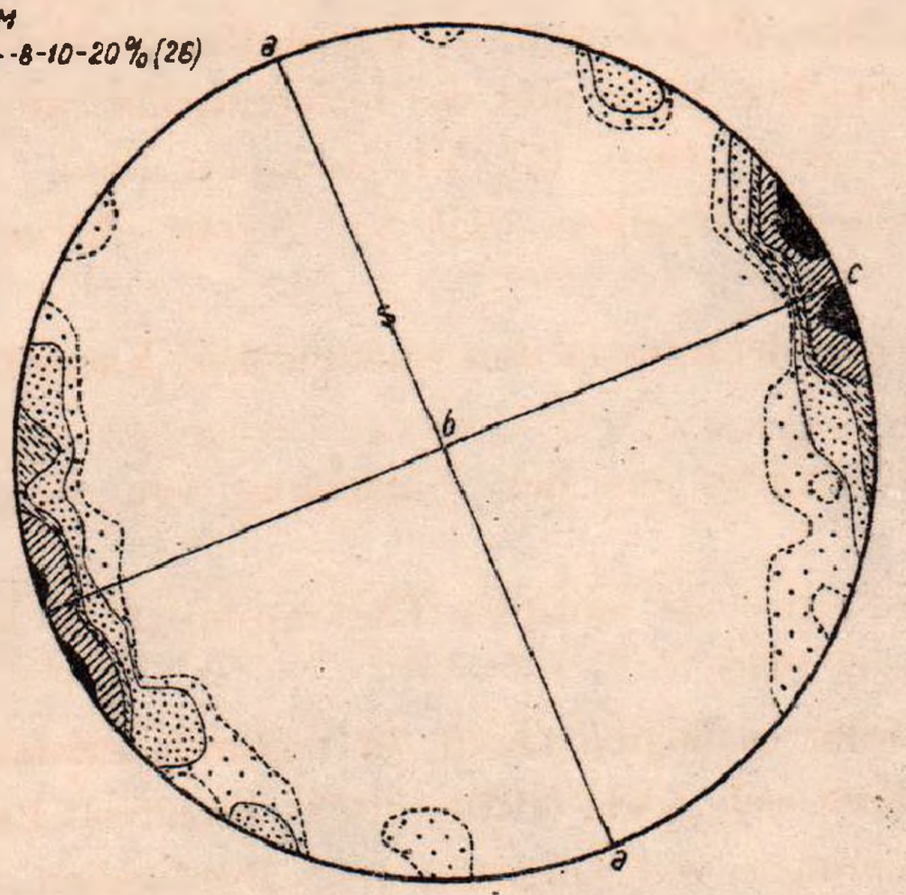
S 92
66 Bi
0-1,5-3-4,5-7,5-15% (11)



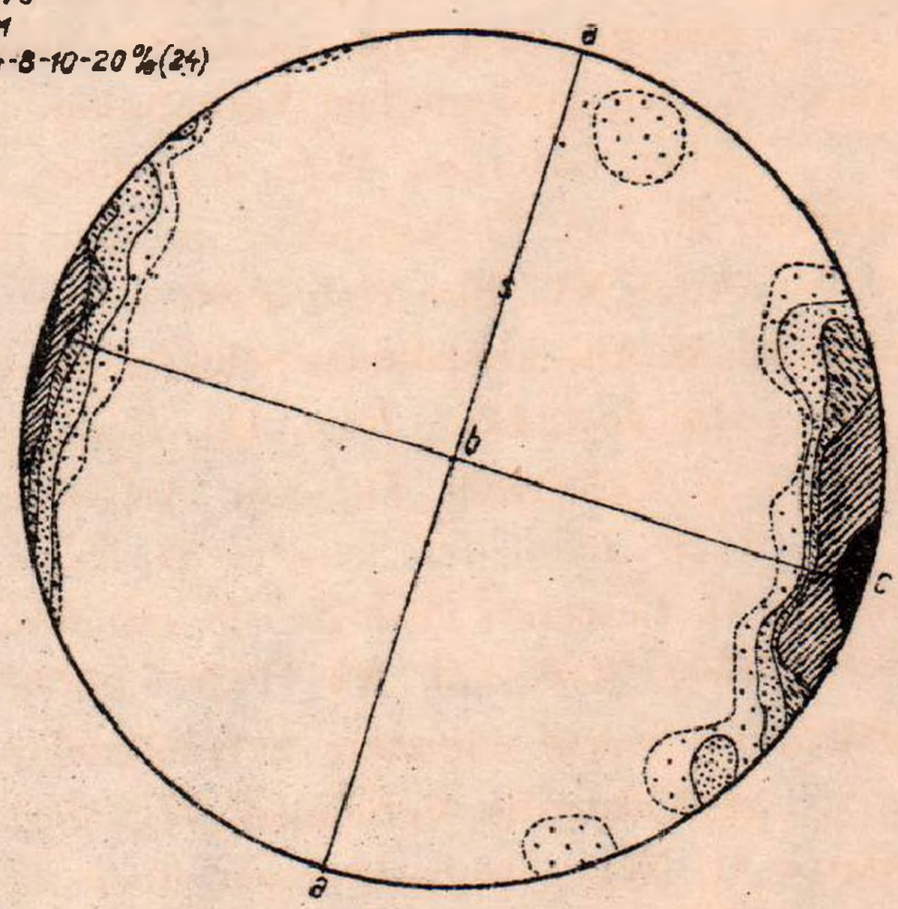
S 92
100 Q
0-1-2-4-6-8 (3)%



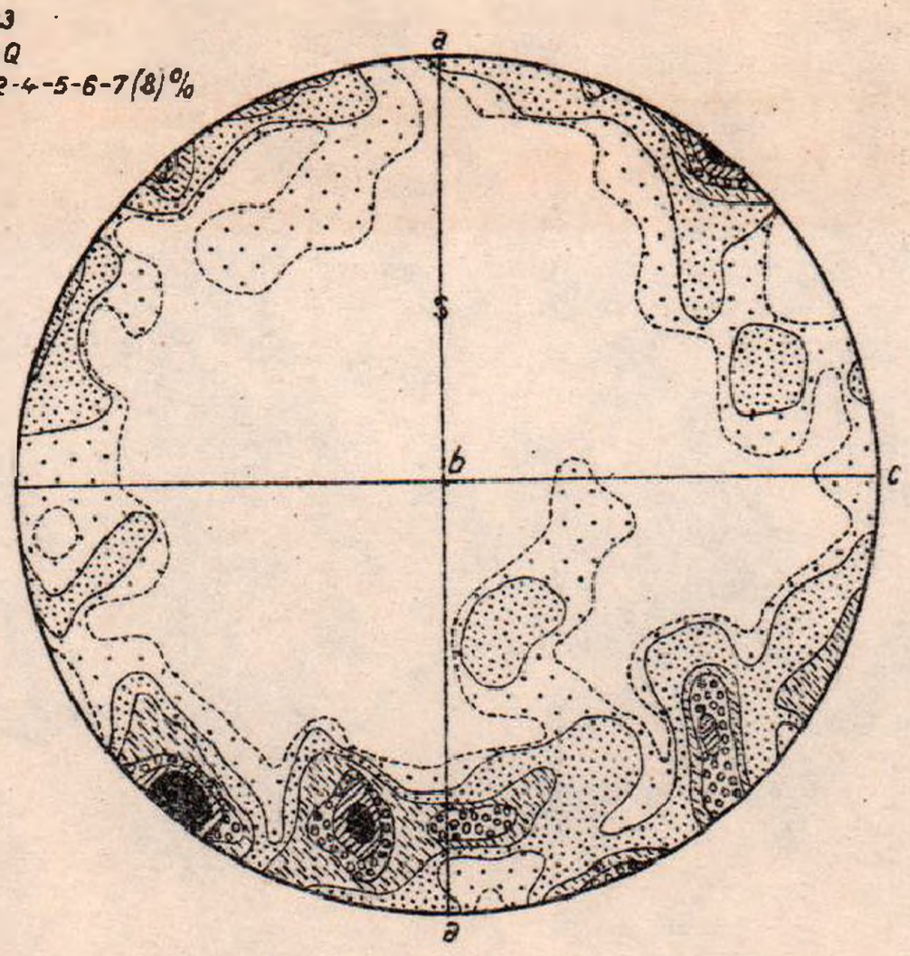
S 87
50 M
0-2-4-8-10-20% (26)



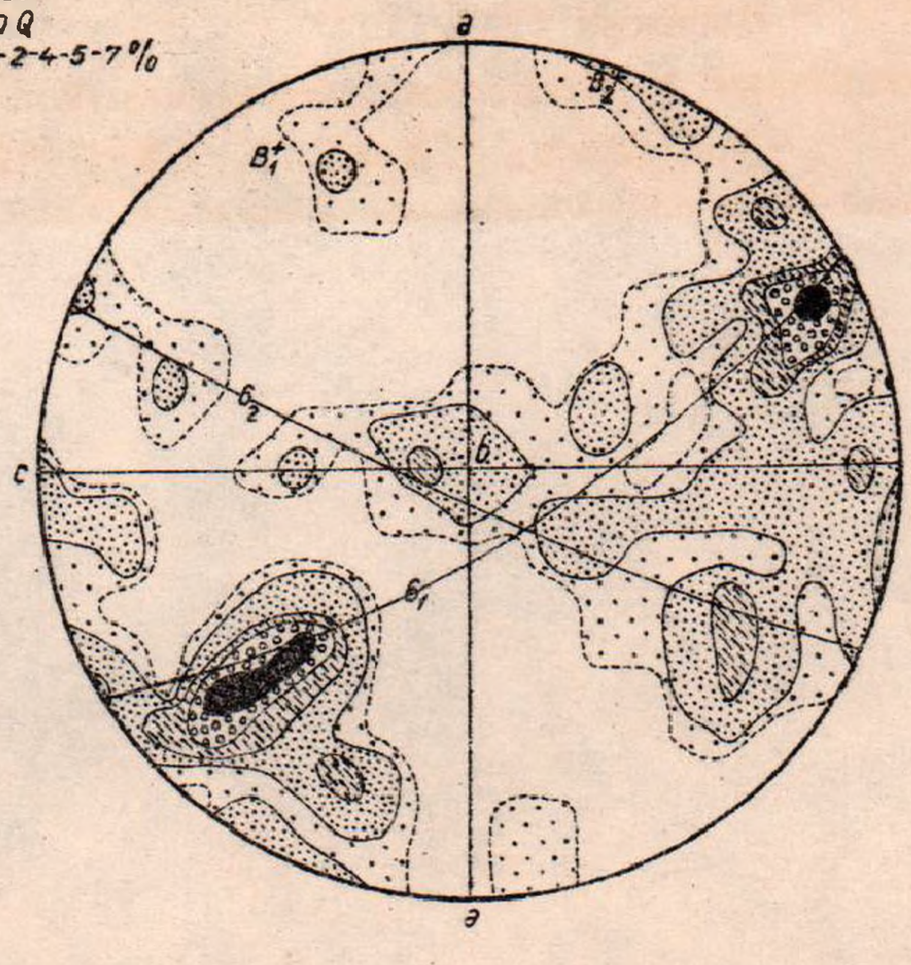
S 87a
50 M
0-2-4-8-10-20% (24)



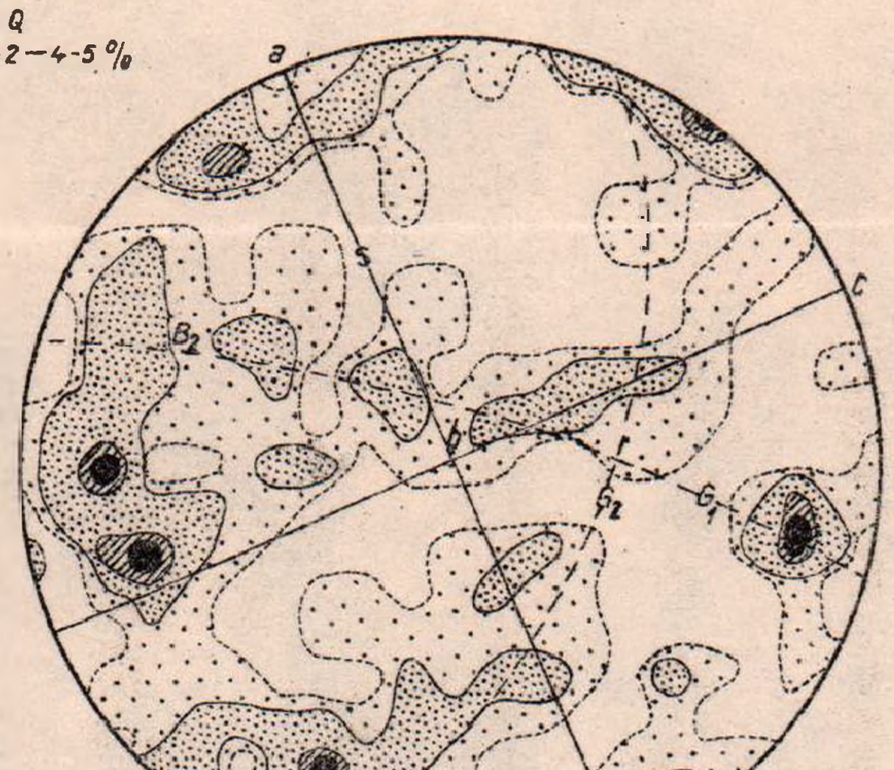
S 93
100 Q
0-1-2-4-5-6-7 (8)%



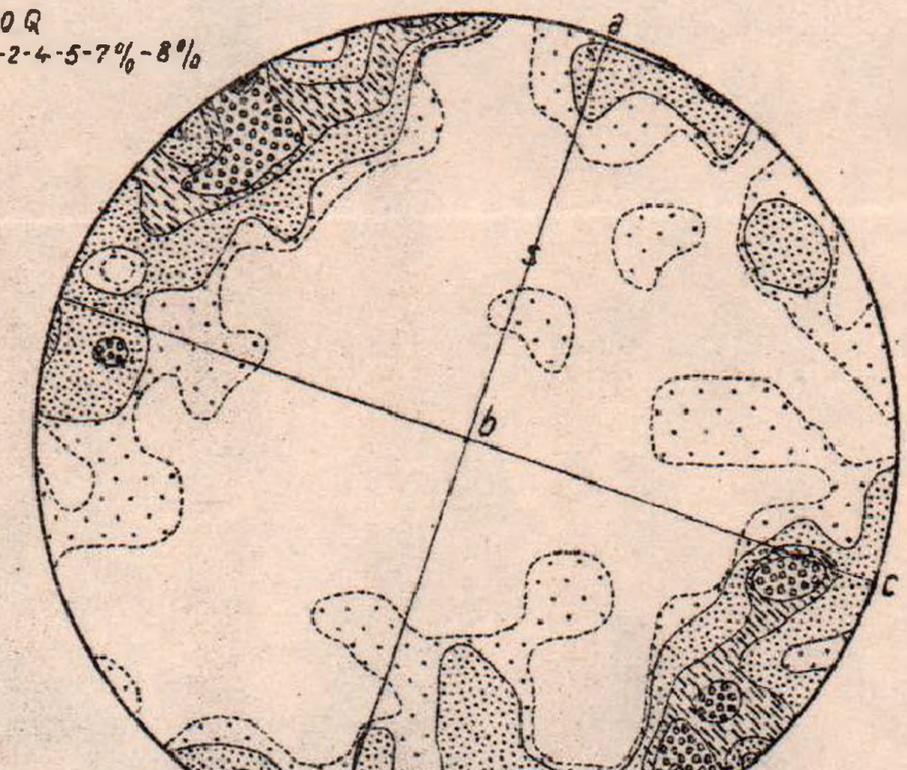
S 88
100 Q
0-1-2-4-5-7%



S 87
100 Q
0-1-2-4-5%



S 87a
100 Q
0-1-2-4-5-7%-8%



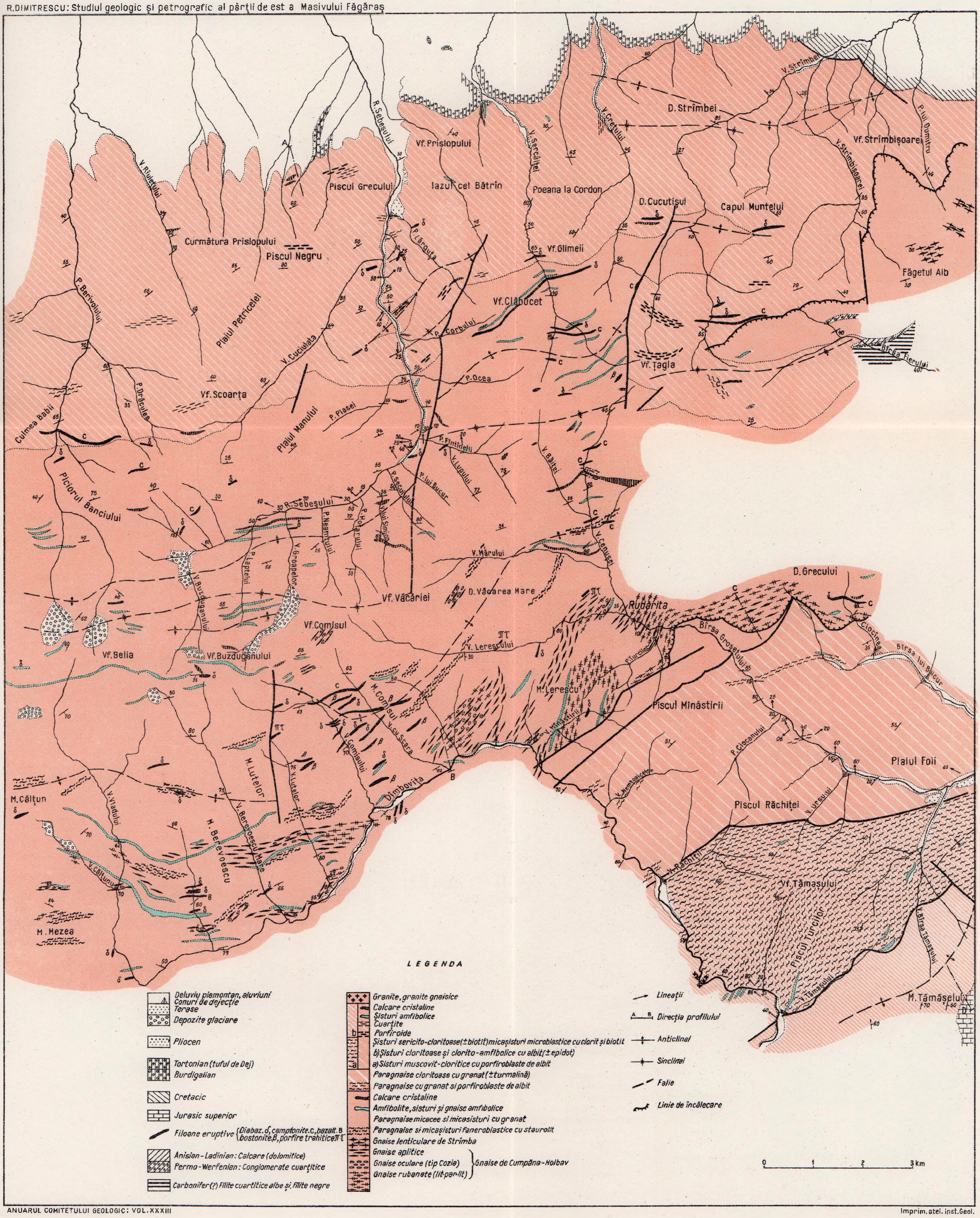
Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

R.DIMITRESCU

HARTA GEOLOGICĂ A EXTREMITĂȚII ESTICE A MASIVULUI FĂGĂRAȘ

R.DIMITRESCU: Studiul geologic și petrografic al părții de est a Masivului Făgăraș



LEGENDA

- Deluviu piemontan, aluviuni
- Conuri de dejecție
- Terase
- Depozite glaciare
- Pliocen
- Tortonian (tufuri de Dej)
- Burdigalian
- Cretacic
- Jurasic superior
- Filoane eruptive {Diabaz. δ, camptonite. c, bazalt. B / bostonite. β, porfire trahitice π τ}
- Anisian-Ladinian: Calcare (dolomitice)
- Permo-Werfenian: Conglomerate cuarțitice
- Carbonifer(?) Filite cuarțitice albe și filite negre

- Granite, granite gnaisice
- Calcare cristaline
- Șisturi amfibolice
- Cuarțite
- Porfiroide
- Șisturi sericito-cloritoase (± biotit) micașisturi microblastice cu clorit și biotit
- b) Șisturi cloritoase și clorito-amfibolice cu albit (± epidot)
- a) Șisturi muscovit-cloritice cu porfiroblaste de albit
- Paragnaise cloritoase cu granat (± turmalină)
- Paragnaise cu granat și porfiroblaste de albit
- Calcare cristaline
- Amfibolite, șisturi și gnaise amfibolice
- Paragnaise micacee și micașisturi cu granat
- Paragnaise și micașisturi faneroblastice cu staurolit
- Gnaise lenticulare de Strîmba
- Gnaise aplitice
- Gnaise oculare (tip Cozia) } Gnaise de Cumpăna-Holbav
- Gnaise rubanate (lit-par-lit)

- Lineații
- A B Direcția profilului
- Anticlinal
- Sinclinal
- Falie
- Linie de încălecare

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC: VOL. XXXIII

Imprim. atel. inst. Geol.

Institutul Geologic al României

41. Lapadu-Hargues P. Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 5, t. 15, Paris 1945. Traducere rusă în: Problema originii granitelor. Moscova 1950.
42. Luciţki P. Petrografia, vol. II. Moscova 1949.
43. Polovinkina, I. ş.a. Strukturî gornîh porod., vol. I—III. Moscova 1948.
44. Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago 1952.
45. Read H. H. The granite controversy. London 1957.
46. Scheumann K. H. Metatexis und Metablastesis. *Miner. Petr. Mitt.*, Bd. 48, Leipzig 1936.
47. Semenenko M. P. Problemele metamorfismului. *Analele Rom.-Sov., Geol.-Geogr.*, nr. 5, Bucureşti 1953.
48. Semenenko M. P. Dezvoltarea teoriei metamorfismului. *Analele Rom.-Sov., Geol.-Geogr.*, nr. 4, Bucureşti 1958.
49. Tröger W. E. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart 1952. Trad. rusă, Moscova 1958.
50. Turner F. J. Mineralogical und structural evolution of metamorphic rocks. 1948. Traducere rusă, Moscova. 1951.
51. Williams H., Turner A. J., Gilbert Chas. Petrography. San Francisco 1954. Trad. rusă, Moscova 1957.
52. Winchell A. N., Winchell H. Elements of optical mineralogy. vol. II. New York 1951. Trad. rusă, Moscova 1953.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАССИВА ФЭГЭРАШ

Р. ДИМИТРЕСКУ

(Краткое содержание)

Исследованная область ограничена на С. — осадочными отложениями фэгэрашской впадины, на З. — вершиной Дялул Бабий — В. Братила — Мезя, на Ю. — долиной Дымбовица, а на В. — горами Тэмэшел — Плаюл Фоий — истоками Бырсей — Фэджетул Алб.

Осевая часть этой области, альпийского характера, составлена главной цепью Мунцилор Фэгэраш, являясь водоразделом между Мунтенией и Трансильванией; вдоль её чередуются вершины Беревоеску (2299м), Буздуганул, Комисул, Лереску и Тэмаш (1737 м). В седловине Умерьи этот гребень встречается с известняковым массивом Пятра Краюлуй. Другой значительный гребень с вершинами Вэкаря Маре (1723 м), Вэкаря Микэ и Фаца Илие отделяется к ВСВ от вершины Комисул. Вышеуказанные гребни выделяют между собой три гидрографических главных бассейна: Олта (с В. Беривоюлуй, Себешулуй и Стрымбей), Бырсей и Дымбовицы. Наличие гляциальных кальдер является характеристикой высоких зон области.

Institutul Geologic al României

Стратиграфия и петрография области. Исследованная область сформирована почти исключительно из кристаллических участков, которые пересечены эруптивными, неподвергшихся метаморфизму, жилами. На окраинах области были выявлены в некоторых пунктах осадбочние отложения, принадлежащие триасу, юре, мелу, миоцену и четвертичному периоду, не подлежащие исследованию в настоящей работе.

Кристаллические сланцы. После проведённых полевых работ и лабораторных анализов, автором были адаптированы следующие подразделения кристаллических сланцев. На юге — серия Ляота была выявлена как хорошо индивидуализированная, будучи сформирована из пород, с преобладанием хлорит-альбитового состава. Большой осевой участок составлен из серии Кумпына, состоящей как из собственно пласта гнейсов Кумпына-Холбав, так и из более широких зон парагнейсов и слюдянных сланцев мезозонального характера, залегающих над пластом гнейсов и им постилающих. Наконец, северная часть области состоит из Серии Фэгэраш (сланцы эпизонального и мезо-эпизонального переходного характера).

Серия Ляота. В составе этой серии, развитой в долинах Бырселор и Дымбовицы, в верховии линии Рудэрита-Печенягу, автором были выявлены две различные по степени метаморфизма зоны: Тэмэшел и Тэмаш.

Зона Тэмэшел — выявлена на юго-восточной оконечности нашей области. Главными породами входящими в её состав являются хлорито-амфиболовые сланцы с альбитом и хлорито-серицитовые сланцы с альбитом со следующим характерным парагенезисом: хлорит-актинот-альбит ± эпидот и хлорит-серицит — альбит ± кварц. Все эти породы включаются в фацию зелёных сланцев. На химическом анализе хлорито-амфиболового сланца с альбитом были получены значения чувствительно приближённые характеристикам спилитовых диабазов, на основании которого автором была адаптирована гипотеза основного туфогенного происхождения для большей части пород зоны Тэмэшел; хлорито-мусковитовые сланцы с альбитом, по-видимому, происходят из смешанного, туфогеннового и седиментогеннового материалов.

Зона Тэмаш была выявлена в долинах Дымбовица и Бырсей. Вдоль границы с зоной Тэмэшел наблюдается очень тонкий уровень хлоритовых сланцев с мелкими гранатами, ассоциированный иногда с тонкозернистыми амфиболовыми сланцами. В горах Тэмаш следуют затем хлорито-мусковитовые парагнейсы с альбитовыми порфиробластами и мелкозернистыми гранатами, реже с небольшим количеством биотита. Породы характеризируются широким развитием некоторых более тонко кристаллизированных

Institutul Geologic al României

минералов, которые были выявлены в зоне Тэмэшел: мусковит, хлорит и альбит. Это обстоятельство объясняется более ускорённой изохимической метаморфизацией материала с тем же валовым химизмом.

Серия Кумпэна занимает весь осевой участок исследованной автором области. В рамках этой серии, сохранив названия данные Ст. Гика (7) некоторым комплексам, удлинённых в нашей области, были выделены автором четыре зоны:

Зона переходных типов пород по сравнению с Серией Ляота сформирована из биотитовых парагнейсов с хлоритом и мусковитом, включая иногда и мелкий гранат, а олигоклаз является их плагиоклазом. Были выявлены также и прослойки, в которых плагиоклаз развивается узловато;

Зона гнейсов Кумпэна-Холбав прослеживается с долины Дымбовица до Валя луй Букур; лейкократовые гнейсы чередуются повторно с парагнейсами, являясь общими и в остальных зонах Серии Кумпэна. Были встречены также линзы ленточных гнейсов (послойно) типа Кумпэна, очковые гнейсы — типа Козия и аплитовые гнейсы. Изолированные линзы очковых гнейсов были встречены и к северу этой зоны. Минералы компоненты этих гнейсов следующие: пертитовый микроклин, альбит, кварц, биотит, мусковит и иногда пренит. Все гнейсы в преобладающем порядке — биотитовые.

Наблюдаются и малые мирмекитовые конкреции. В ленточных гнейсах (которые были подвергнуты ультраметаморфическому процессу — анатексису) эти минералы залегают параллельными лентами (послойно), будучи различного состава, а лейкократовые гнейсы чередуются со слюдяными седиментогенными гнейсами. Очковые гнейсы (embréchite) характеризируются выходами в сланцевом мезостазисе некоторых лейкократовых очков длиной от 0,5-2 см. Аплитовые гнейсы — ясно выраженной гомеобластовой структуры. Что же касается образования этих гнейсов, автором была адаптирована, наиболее возможная гипотеза метасоматического обогащения щёлочьию седиментогеного комплекса парагнейсов. Термин «фронт» передаёт очень пластично действительный вид зоны гнейсов Кумпэна, которые соответствуют обозначению мигматитов в широком смысле Вегманна и Шейманна.

Зона фанеробластовых слюдистых сланцев с ставролитом (зона Мэгура Кыйненилор) выслеживается непосредственно к северу от зоны гнейсов Холбав гор Мезя до Вэкаря Маре. Помимо слюдистых минералов широко развиты и гранатовые порфиробласты. Полосы содержащие ставролит ясно чередуются с полосами в которых этот минерал не встречен, хотя бы мегаскопически. Наличие их указывает для всей зоны более выраженный мезозональный метаморфизм.

Institutul Geologic al României

Зона парагнейсов и слюдистых сланцев с гранатом (зона Шербота) занимает широкий, в несколько километров, участок по обе стороны горной цепи Беревоеску — Комис — Вэкаря. Полосы богатые биотитом и гранатами чередуются с другими полосами не могут быть наблюдаемы без микроскопа. Прослойки плагиокластических амфиболитов и кристаллических известняков относительно более часты в этой зоне, в особенности, вдоль главного хребта. В восточном окаймлении Фэджетулуй Альб выходят на дневную поверхность парагнейсы с гранатом и олигоклазовыми порфиробластами. В области истоков Бырсей были встречены линзы анкеритов. Между Печенягу и Рудэрита была выявлена тонкая полоса пород принадлежащих зоне Шербота, на юго-востоке зоны гнейсов Кумпэна.

Фэгэрашская серия. Наибольшая часть северных склонов Фэгэрашских Гор сформирована из серий, которые представляют эпизональный и переходной характеры, эпи-мезозональные: преобладающие породы — это серицито-хлоритовые сланцы, содержащие очень часто некоторое количество биотита (микробластовые слюдистые сланцы с хлоритом и биотитом, (7). Были встречены как более редкие прослойки: несколько амфиболических сланцев (актинолитовых), кристаллические известняки, кварциты, порфироиды и хлоритовые сланцы с альбитом. В некоторых сланцах может быть наблюдаема бластопсаммитовая структура.

«Серия Чута». В 1927 г. О. Шмидт (26) выделил под этим названием, на В нашей области очень разнородную серию, образованную из филлитовых пород с осадочными мало метаморфизованными прослойками. Автор пришел к выводу что название «Серия Чута» должно быть отставленно принимая во внимание что кристаллические породы, которые до сих пор были отнесены этой серии, фактически, составляют часть группы пород с широким расспространением Фэгэрашской Серией не имеющей типичного развития в секторе Чута, а осадочные породы этого сектора принадлежат каменноугольному (?) и пермотриасовому периодам и должны быть выделены как таковые.

Общие соображения в связи с химизмом кристаллических сланцев. Сопоставление между пятью химическими анализами некоторых пород глинистой серии (серицито-хлоритовых сланцев; биотитовых парагнейсов с хлоритом; биотитовых парагнейсов; слюдистых сланцев с гранатом и с реликтами ставролитов; ленточного гнейса) приводит автора к целому ряду констатаций, благодаря Лападю-Харгу (41). Все вариации являются результатом прогрессивного понижения компонентов FeO и MgO, некоторому приросту щёлочей и кальция, а также некоторому понижению относительной роли натрия в пользу калия.

Institutul Geologic al României

Химические анализы всех метаморфических пород были пересчитаны заново для сравнительного их представления, в процентах катионов, а также и в клеточных стандартных формулах, по Барту; на основании последних можно получить более точное количественное представление о валовых химических изменениях происшедших во время прогрессивного метаморфизма. Синтетизируя химические данные, касающиеся метаморфических пород Фэгэрашских Гор в пределах диаграмм ACF (соответственно AKF), можно констатировать следующее. Анализированные породы могут быть все включены в три метаморфические фации: зелёных сланцев, эпидот-альбитовых амфиболитов и плагиоклазовых амфиболитов. В зависимости от химического состава проектированного в треугольнике ACF обнаруживается немедленно минералогический состав, определяемый в условиях P и T, которые господствовали во время метаморфизма. В фации зелёных сланцев (мусковит-хлоритовая субфация — по Турнеру), ставится явно на учёт различие инициального состава между осадочной серией Фэгэраш и основной туфогенной серией Ляота.

На основании их принадлежности альбит-эпидот-амфиболитовой фации, автор делает вывод касающийся переходного характера биотит-хлоритового парагнейса, который включается в хлоритоид-альмандиновую субфацию. В амфибиолитовой фации группируются большинство мезозональных пород нашей области — в ставролит-дистеновой субфации (Турнер).

Эруптивные породы. Древние извержения, связанные с кристаллическим комплексом-представлены малыми телами гранитов и гранитных гнейсов-типа Албешти-Брэтей, которые выходят на дневную поверхность в долине Дымбовица, ультрабазитовой породой, превращенной в актинолит, в горах Мезя и тремя жилами альбитофир в бассейне долины Стрымба.

Мезозойские жилы, мощность которых не превосходит никогда величину в несколько метров, пересекают местами кристаллический массив и принадлежат следующим типам: щёлочные жилы, которые выходят на дневную поверхность только в одном ограниченном секторе — между Луцеле Вэкаря Маре и основные жили. Ввиду их классификации автор последовал примеру В. Манилича (II) в адаптировании количественных критериев Уолстром-а, выделив таким образом: бостониты, порфировые бостониты, бостонитовые порфиры, трахитовые порфиры (ортофиры) и кератофиры. В бостонитовых породах полевой шпат — натрие-калиевой рибекит выявляется редко.

Основные жилы представлены диабазами и камптонитами. Породы имеют иногда порфиритовую структуру; в состав камптонитов входят как фенокристаллы авгит, баркевикит и более редко — оливин.

Institutul Geologic al României

Тектоника. Геологическая ось кристаллического массива образована из пород серии Кумпэна; они залегают на крыльях обоих склонов кристаллических серий, будучи сравнимы по степени метаморфизма, но не и с литологической точки зрения: Серия Фэгэрзш и Серия Ляота. Фэгэрашкая Серия залегает нормально над Серией Кумпэна. В общем, направление кристаллических сланцев — ВЗ, в западной части области, а от линии меридиана долины Себеша и из лучины Дымбовицы к В. их простирание направляется к ВСВ. Наблюдаются склоны сланцеватости в обоих направлениях, установив появление некоторых антиклиналей и синклиналей наличие этих складок подтверждается и повторением некоторых реперных формаций (известняки, амфиболиты) на обоих крыльях.

Таким образом наблюдается в Фэгэрашской серии две малые антиклинали в долине Себеша и д. Стрымбей, последние выявляя в оси петли слюдистые сланцы с гранатами. В серии Кумпэна выслеживается от одного до другого конца области, на расстоянии более 15 км., антиклиналь, на южном крыле которой — рассположена синклиналь Шинка Ноуэ, установленная О. Ш м и д т о м (27). На восточной окраине этой синклинали выходят на дневную поверхность пермо-триасовые отложения. В восточном секторе эта синклиналь принимает параллельное направление надвигу Кристаллического массива над мезозоем Вулкан-Кодля, обстоятельство, которое приводит автора к отнесению того же возраста этим двум дислокациям; в том же смысле может служить доводом сохранение осадочных отложений оси синклинали. Другая антиклиналь выслеживается на расстоянии многих километров к югу от главного хребта; в своей оси выходят на дневную поверхность породы зоны со ставролитом Мэгура Кыйненилор.

В северо-восточной области (бассейн Стрымбей) установлен надвиг к северу Серии Кумпэна над Фэгэрашской серией. С другой стороны, в последовательности различных зон, выделенных автором, от линии Рудэрица — извилины Дымбовица к ЮВ, было установлено наличие анормального залегания, склоны сланцеватости будучи постоянно направлены на северо-запад. Таким образом, гнейсы Кумпэна занимают верхнее положение по отношению к слюдистым сланцам с гранатом и по отношению к биотит-хлоритовым парагнейсам; последние перекрывают Серию Ляота, а в расспространении этой серии, породы зоны Тэмаш перекрывают породы зоны Тэмэшел. В зоне Тэмэшел наблюдается появление антиклинали ориентированной на ЮЗ-СВ; на юго-восточном крыле последней залегают юрские известняки Пиетрей Крайюлуй.

Описанные структуры Кристаллического Массива были подвергнуты действию поперечных сбросов, ориентированных, в общем, на СЮ, которые

Institutul Geologic al României

передвигают обычно на восточное их крыло границы формаций и оси складок к северу. На юго-восточной границе гнейсов Кумпэна, между Печенягу и Рудэрита, выходит на дневную поверхность продольный сброс; на северо-западе от этого сброса гнейсы имеют юго-восточное падение.

Миоценовые отложения залегают трансгрессивно и несогласно над Кристаллическим массивом, начиная с бурдигальского яруса.

Из чертежа структуры явствует стратиграфическая мощность Серии де Кумпэна начиная от оси антиклинали зоны Мэгура Кыйненилор и до границы Фэгэрашской Серии, примерно, 2300 м.; стратиграфическая мощность последней, до уровня эрозии, на которой залегают миоценовые отложения — 2700 м.

Несколько петротектонических диаграмм, составленных автором указывают, в общем, для ориентирования оптических осей кварца, «максимум II», комбинированный с неполным пояском по «ас», содержащий минимум по «с»; это соответствует максимумам ориентировки слюд. Абсолютный минимум находится в «в» параллельно структуральных линиаций.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DE LA PARTIE ORIENTALE DU MASSIF FĂGĂRAŞ

PAR

RADU DIMITRESCU

(Résumé)

La région étudiée est délimitée au N par les dépôts sédimentaires de la dépression de Făgăraş, à l'W par la crête Dealul Babii-Vîrful Brătila-Mezea, au S par Valea Dîmboviţei et à l'E par le mont Tămăşel-Plaiul Foii-les sources de Bîrsa Mare et de Bîrsa Mică-Făgetul Alb.

La partie axiale de notre région, à caractère alpin, est constituée par la crête principale des monts Făgăraş, représentant la ligne de faîte des eaux entre la Muntenie et la Transylvanie; le long de cette ligne se rangent les sommets: Berevoescu (2299 m), Buzduganul, Comisul, Lerescu et Tămaşul (1737 m). Dans l'enssellement de Umeri, cette crête rencontre le massif calcaire de Piatra Craiului. De Vîrful Comisul se ramifie vers l'ENE une autre crête importante, avec les sommets Văcarea Mare (1723 m), Văcarea Mică et Faţa Ilie. Les crêtes mentionnées délimitent trois bassins hydrographiques principaux, notamment: le bassin de l'Olt (avec les vallées Berivoiul, Sebeşul et Strîmba), le bassin des deux Bîrse

Institutul Geologic al României

et le bassin de Dîmboviţa. Les zones d'haute altitude de la région sont caractérisées par la présence des cirques glaciaires.

Stratigraphie et pétrographie de la région. La région est formée, presque exclusivement, de terrains cristallophylliens, qui sont traversés par des filons éruptifs non-affectés par le métamorphisme. Dans les zones marginales de la région apparaissent, par endroits, des dépôts sédimentaires triasiques, jurassiques, crétacés, miocènes et quaternaires.

Schistes cristallins. En prenant pour base les travaux de terrain et l'étude au laboratoire, l'auteur adopte la division suivante des schistes cristallins. Au Sud, la série de Leaota, bien individualisée, est formée de roches essentiellement chlorito-albitiques. Un grand secteur de la zone axiale est constitué par la série de Cumpăna comprenant la bande des gneiss proprement dits de Cumpăna-Holbav, flanquée de zones plus larges de paragneiss et de micaschistes à caractère de mésozone. Enfin, la partie N de la région est formée par la Série de Făgăraş (schistes à caractères d'épizone et de transition de méso-épizone).

La série de Leaota, développée dans les vallées des deux Bîrse et de la Dîmboviţa, en aval de la ligne Rudărita-Pecenegu, comprend deux zones à degré de métamorphisme différent: la zone de Tămăşel et la zone de Tămaş.

La zone de Tămăşel apparaît à l'extrémité SE de notre région. Sa composition comporte principalement des schistes chlorito-amphiboliques à albite et des schistes chlorito-séricitiques à albite, avec les paragénèses suivantes: chlorite-actinote-albite ± épidote et chlorite-séricite-albite ± quartz.

Ces roches appartiennent au faciès des schistes verts. L'analyse chimique d'un schiste chlorito-amphibolique à albite a donné des valeurs sensiblement similaires à celles des diabases spilitiques, de sorte que nous avons adopté l'hypothèse d'une origine tufogène basique pour la plupart des roches de la zone de Tămăşel; les schistes chlorito-muscovitiques à albite proviendraient d'un matériel mixte, tufogène et sédimentogène.

La zone de Tămaş apparaît dans Valea Dîmboviţei et Valea Bîrsei. Le long de la limite avec la zone de Tămăşel on y observe un niveau très mince de chlorito-schistes à grenats menus associé — parfois — à des schistes amphiboliques fins. Ensuite, dans le mont Tămaş, suivent des paragneiss chlorito-muscovitiques à porphyroblastes d'albite, à grenats menus et souvent à peu de biotite. Les roches sont caractérisées par le développement large de certains minéraux qui apparaissent également dans la zone de Tămăşel, — mais en cristaux beaucoup plus fins —; ce sont la muscovite, la chlorite et l'albite. Ce fait est expliquable par la métamorphose isochimique plus avancée d'un matériel ayant la même composition chimique globale.

Institutul Geologic al României

La série de Cumpăna occupe l'ensemble de la zone axiale de la région étudiée par nous. En respectant les dénominations accordées par ŞTEFAN GHIKA (7) à certains complexes qui viennent se prolonger dans cette région, nous y avons séparé quatre zones:

Une zone de transition vers la Série de Leaota. Elle est formée de paragneiss biotitiques à chlorite et muscovite, comprenant, parfois, aussi des grenats menus; leur plagioclase est un oligoclase. On rencontre également des intercalations qui renferment un plagioclase noduleux;

La zone des gneiss de Cumpăna-Holbav séparée depuis Valea Dîmboviţe jusque dans Valea lui Bucur; signalons l'alternance répétée des gneiss leucocrates et des paragneiss, communs aussi dans le reste des zones de la Série de Cumpăna. Sont à mentionner, les lentilles de gneiss rubanné (lit-par-lit) de type Cumpăna, les gneiss œillés de type Cozia, ainsi que les gneiss aplitiques. Des lentilles de gneiss œillés font leur apparition isolée aussi au Nord de cette zone. Ces gneiss renferment dans leur composition les minéraux suivants: microcline perthitique, albite, quartz, biotite, muscovite et parfois préhnite. Dans tous les gneiss domine la biotite. Dans les gneiss rubanés (anatexites) ces minéraux sont disposés en bandes parallèles (lit-par-lit) de composition différente, les minéraux leucocrates alternant avec les minéraux micacés sédimentogènes. Les gneiss œillés (embréchites) sont caractérisés par l'apparition de grands cristaux de feldspath potasique, (0,5—2 cm longs) dans une mésostase schisteuse. Quant à la formation de ces gneiss, nous avons adopté — comme très probable — l'hypothèse d'un complexe de paragneiss sédimentogènes enrichis par métasomatose en alcalis. Le nom de «front» désigne d'une manière très plastique, l'aspect réel de la zone des gneiss de Cumpăna, correspondant à la notion de migmatites dans le sens de WEGMANN et SCHEUMANN;

La zone des micaschistes phanéroblastiques à staurolite (zone de Măgura Cîinenilor) peut être délimitée immédiatement au nord de la zone des gneiss d'Holbav, depuis le mont Mezea jusqu'à Văcarea Mare. À part les minéraux micacés, on rencontre également des porphyroblastes de grenat largement développées. Les bandes à staurolite viennent alterner visiblement avec des bandes où ce minéral manque (au moins à l'échelle macroscopique). Sa présence marque un métamorphisme plus accentué de mésozone;

La zone des paragneiss et des micaschistes à grenat (zone de Şerbota) occupe un secteur large de plusieurs kilomètres de part et d'autre de la crête Berevoescu-Comis-Văcarea. Des bandes riches en biotite et grenats alternent avec d'autres où ces minéraux ne sont pas visibles à l'œil nu. Des intercalations d'amphibolites à plagioclase et de calcaires cristallins sont relativement fréqentes dans cette zone, surtout le long de la crête principale. Dans le secteur oriental, aux environs de Făgetul Alb, apparaissent des paragneiss à grenat et à porphyroblastes d'oligoclase. Dans la région des sources de la Bîrsa on rencontre des lentilles de parankérites.

Institutul Geologic al României

Entre Peceneagu et Rudărița il existe aussi une bande mince de roches appartenant à la zone de Șerbota, au SE de la zone des gneiss de Cumpăna.

Série de Făgăraș. La plus grande partie du versant N des monts Făgăraș est constituée par une série à caractères d'épizone et de transition d'épi-mésozone: les roches dominantes sont les schistes séricito-chloriteux, qui fréquemment contiennent une certaine quantité de biotite (= micaschistes microblastiques à chlorite et à biotite) (7). Sous forme de rares intercalations on rencontre quelques lentilles de schistes amphiboliques (actinolitiques), des calcaires cristallins, des quartzites, des porphyroïdes et des schistes chloriteux à albite. Dans certains schistes on peut reconnaître une structure blastopsammitique.

«Série de Ciuta». En 1927, O. SCHMIDT (26) avait séparé sous ce nom, à l'E de notre région, une série très hétérogène, formée de roches phyllitiques à intercalations sédimentaires peu métamorphisées. Nous soutenons que la dénomination «Série de Ciuta» devrait être abandonnée vu que les roches cristallines attribuées jusqu'à présent à cette série, appartiennent, en réalité, à la Série de Făgăraș, qui n'accuse point un développement typique dans le secteur de Ciuta; les roches sédimentaires de ce secteur appartiennent au Carbonifère (?) et au Permo-Trias et doivent être séparées comme telles.

Considérations générales sur le chimisme des schistes cristallins. Si l'on compare 5 analyses chimiques de certaines roches de la série argileuse (schistes séricito-chloriteux; paragneiss biotitique à chlorite; paragneiss biotitique; micaschiste à grenat et reliques de staurolite; gneiss rubané) on aboutit à plusieurs constatations analogues à Lapadu-Hargues (41). Toutes les variations portent sur une diminution progressive des composants FeO et MgO, d'une augmentation progressive des alcalis et de l'oxyde de calcium, ainsi que d'une diminution du rôle relatif du sodium en faveur du potassium.

Pour une représentation comparative, les analyses chimiques des roches métamorphiques ont été récalculées en cations pour cent, ainsi qu'en formules de cellules-standards, d'après BARTH; suivant ces données on peut obtenir une image quantitative plus exacte des changements chimiques totaux survenus pendant le métamorphisme progressif. De la synthèse des données chimiques sur les roches métamorphiques des monts Făgăraș dans le cadre des diagrammes ACF (resp. AKF) résultent plusieurs constatations. Les roches analysées appartiennent à trois faciès métamorphiques (schistes verts, amphibolites épidote-albitiques et amphibolites plagioclasiques). De la composition chimique projetée sur le triangle ACF, résulte immédiatement la composition minéralogique, déterminée par les conditions de P et de T dominant pendant le métamorphisme. Le faciès des schistes verts (sous-faciès muscovite-chloritique d'après TURNER) permet d'observer distinctement la différence existant entre la composition initiale de la série sédimentogène de Făgăraș et la série tufogène basique de Leaota. Leur appartenance au faciès albite-épidote-amphibo-

Institutul Geologic al României

litique explique le caractère de transition des paragneiss biotite-chloriteux attribués au sous-faciès chloritoïde-almandine. La majorité des roches de mésozone de notre région revêtent le faciès amphibolitique, respectivement le sous-faciès staurolite-disthène (TURNER).

Roches éruptives. Les anciennes éruptions rattachées au complexe cristallin sont representées par un groupe restreint de granites et de gneiss granitiques de type Albeşti-Brătei affleurant dans Valea Dîmboviţei, par une roche ultrabasique transformée en actinolite (Mont Mezea) et par trois filons d'albitophyres (bassin de Valea Strîmba).

Les filons mésozoïques, dont l'épaisseur ne dépasse jamais quelques mètres traversent, par endroits, le massif cristallin et appartiennent aux types suivants: filons alcalins qui apparaissent dans un secteur restreint, entre Luţele et Văcarea Mare et filons basiques. Pour leur classification, l'auteur, suivant V. MANILICI (11), a adopté les critéria quantitatifs de Wahlstrom, séparant plusieures types de roches, tels que: bostonites, bostonites porphyriques, porphyres bostonitiques, porphyres trachitiques (orthophyres) et kératophyres. Dans les bostonites, le feldspath est sodopotassique; la riebeckite y est très rare.

Les filons basiques sont représentés par des diabases et des camptonites. Les roches ont parfois une structure porphyrique. Les camptonites ont des phénocristaux d'augite, de barkévicite et plus rarement d'olivine.

Tectonique. L'axe géologique du massif cristallin est constitué par les roches de la série de Cumpăna; sur les deux versants, elles sont flanquées par des séries cristallines comparables selon leur degré de métamorphisme, mais non pas selon leur lithologie: Série de Făgăraş et Série de Leaota. La Série de Făgăraş repose normalement sur la Série de Cumpăna. En ensemble, la direction des schistes cristallins est E—W dans l'Ouest de la région, tandis qu'à partir du méridien de Valea Sebeşului et de la courbure de Dîmboviţa vers l'E, la direction tourne vers l'ENE. Signalons le pendage de la schistosité dans les deux sens, déterminant l'apparition de plusieurs anticlinaux et synclinaux; la présence de ces plis est confirmée également par la répétition de certaines formations-repères (calcaires, amphibolites) sur les deux flancs.

Dans la série de Făgăraş on rencontre deux petits anticlinaux, à savoir dans Valea Sebeşului et Valea Strîmba, les deux présentant dans leur axe des boutonnières de micaschistes à grenat. Dans la série de Cumpăna, d'une extrémité à l'autre de la région, sur plus de 15 km de distance, on peut suivre un anticlinal flanqué au Sud par le synclinal Sinca Nouă, déterminé par O. SCHMIDT (27). À l'extrémité orientale de ce synclinal apparaissent les dépôts permo-triasiques. Dans le secteur E le synclinal prend une direction parallèle à celle du chevauchement du Cristallin sur le

Institutul Geologic al României

Mésozoïque de Vulcan-Codlea; ce fait nous permet de considérer les deux dislocations de même âge, d'autant plus que la persistance des dépôts sédimentaires dans l'axe du synclinal plaide dans le même sens. Un autre anticlinal a été suivi sur plusieurs kilomètres au Sud de la crête principale; dans son axe apparaissent les roches de la zone à staurolite de Măgura Cîinenilor.

Dans le NE de la région (bassin de Strîmba) on constate que vers le Nord, la série de Cumpăna chevauche la série de Făgăraș. D'autre part, depuis la ligne Rudărița—courbure de Dîmbovița vers le SE, la succession des diverses zones, séparées par l'auteur, laisse voir une disposition anormale, en ce que la schistosité accuse des pendages constants NW. C'est ainsi que les gneiss de Cumpăna occupent une position supérieure par rapport aux micaschistes à grenat et aux paragneiss à biotite et chlorite; les derniers recouvrent la Série de Leaota dans laquelle les roches de la zone de Tămaș surmontent celles de la zone de Tămășel. Dans la zone de Tămășel on remarque l'apparition d'un anticlinal orienté SW-NE; sur son flanc SE sont disposés les calcaires jurassiques de Piatra Craiului.

Les structures du Cristallin — décrites plus haut — sont affectées par des failles transversales, orientées N-S, qui, sur leur flanc oriental, viennent déplacer vers le N les limites des formations et les axes des plis. Une faille longitudinale apparaît entre Peceneagu et Rudărița, à la limite SE des gneiss de Cumpăna; au NW de cette faille les gneiss pendent vers le SE.

Les dépôts miocènes, débutant par le Burdigalien, reposent transgressivement et en discordance sur le Cristallin.

De la structure esquissée résulte que — depuis l'axe de l'anticlinal de la zone Măgura Cîinenilor jusqu'à la limite de la Série de Făgăraș — la série de Cumpăna présente une épaisseur stratigraphique de 2300 m environ. L'épaisseur de la série de Făgăraș jusqu'au niveau d'érosion surmonté par les dépôts miocènes, serait de 2700 m environ.

Des quelques diagrammes pétrotectoniques, élaborés par l'auteur, on voit que l'orientation des axes optiques du quartz présente un « maximum II » combiné à une ceinture incomplète d'après « *ac* » ayant un minimum d'après « *c* »; le dernier correspond aux maxima de l'orientation des micas. Le minimum absolu est observé dans « *b* » parallèlement aux linéations structurales.

Institutul Geologic al României

OBSERVAȚII NOI ASUPRA FLIȘULUI DINTRE VALEA SUHA MARE — VALEA MOLDOVEI (REGIUNEA SUCEAVA)

DE

I. BĂNCILĂ, V. AGHEORGHIESEI

Teritoriul la care ne referim este situat între valea Moldovei la nord și valea Suha Mare la sud, avînd pe latura de vest localitățile Stulpicani pe Ostra și Cîmpulung pe Moldova, iar pe latura de est localitățile Mălini pe Suha Mare, Drăceni pe Suha Mică și Păltinoasa pe Moldova.

Acest teritoriu acoperă pe o suprafață de cca 1000 km² zona de trecere de la ramura sudică la ramura nord-vestică a flișului carpatic și prezintă o importanță deosebită pentru descifrarea structurii geologice.

Cercetările întreprinse pînă acum nu au rezolvat complet această structură și au relevat unele aspecte pentru a căror interpretare exactă este necesară o stăruință mai mare. Datorită unor observații de detaliu mai vechi și unor revizuiri ulterioare, considerăm că am ajuns la o imagine nouă mai clară, pe care o expunem în această notă.

Istoricul cercetărilor. Regiunea dintre Suha Mare—valea Moldovei a fost studiată puțin înainte de anul 1944. Putem menționa doar cercetările pe care într-un cadru general le-a întreprins D. ȘTEFĂNESCU (7). Cu prilejul celei de a treia reuniuni a Societății Romîne de Geologie, din anul 1937, el a publicat o notă asupra văii Moldovei, care reflectă concepția structurii normale, iar din punct de vedere stratigrafic relevă, pentru prima oară, dezvoltarea Oligocenului în faciesul stratelor de Krosno, în regiunea de la vest de Vama.

După anul 1944 și instaurarea regimului de democrație populară, volumul studiilor geologice a crescut mult și în această regiune. Trecerea în revistă a diferitelor contribuții se impune atît pentru fixarea valorii lor, cît și pentru lămurirea problemelor geologice.

Institutul Geologic al României

GH. CERNEA, în continuarea cercetărilor sale asupra flișului intern de la sud de valea Moldovei, s-a extins în anii 1946—1947 și pe o mică suprafață a flișului median din raza localității Plotonița, unde a separat Oligocenul și Eocenul. Tot el a separat zona șisturilor negre de flișul intern propriu-zis, și cel puțin pentru bazinul văii Suha Mare, a trasat între acestea o linie cu caracter de încălecare (5).

T. JOJA, în continuarea studiilor întreprinse în flișul medio-marginal din regiunea Agapia—Rîșca, în anii 1946—1948, a studiat flișul dintre Suha Mare—Găinești. Ideile principale, expuse cu ocazia unei comunicări din anul 1950, (6) sînt:

Depozitele marno-grezoase din Valea cu Calea și Șovărîta, pentru care propune denumirea de « Strate de Găinești », sînt de vîrstă eocen-oligocenă și stau normal pe stratele cu Inocerami, într-o zonă sinclinală recutată, sinclinalul Găinești;

Depozitele paleogene din zona marginală prezintă schimbări laterale de facies conform unui tabel anexat. Gresia din muntele Clădita, care zace pe șisturi negre, reprezintă gresia de tip Tarcău;

Zona șisturilor negre formează un ieșind în dealul Măguricea, care reprezintă un anticlinal, anticlinalul Dealul Măguricea—Butnărița. Spre nord acesta se afundă sub stratele cu Inocerami;

Teritoriul situat la est de limita șisturilor negre și care se extinde pînă la bordura vizibilă a flișului, prelungește spre nord pînza marginală din bazinul rîului Neamț, care șariază peste Miocenul subcarpatic;

În regiune apar următoarele elemente structurale caracteristice: sinclinalul recutat Găinești, anticlinalul Măguricea—Butnărița, solzul Fîntînele, solzul Răchitiș—Cordoneanu și solzul Cămeșoiu.

I. BĂNCILĂ a început cartarea de detaliu a regiunii Găinești—Vama (regiunea Suceava), în anul 1946, extinzîndu-se în 1947—1950 spre nord pînă la fundul Moldoviței și bordura de est a Miocenului subcarpatic. Ideile principale prezentate între 1949—1961 sînt:

Depozitele marno-grezoase cenușii de la W și S de satul Găinești, vizibile pe pîrîul Ciumîrna, Valea cu Calea și Șovărîta, sînt de vîrstă oligocenă, sub faciesul caracteristic median asemănător cu faciesul de Krosno. Ele cuprind intercalații de brecii sedimentare în care sînt înglobate roci de vîrstă cretacică și eocenă (2, 3, 4);

Șisturile negre din unitatea Audia iau raporturi tectonice, de încălecare, cu unitatea din față, realizînd o structură de tipul pînzelor solzi, pînza de Audia, continuarea spre sud a pînzei Cernahora;

Depozitele paleogene în facies median dispar în bazinul Moldovei sub avansarea Pînzei de Audia. Ele reapar în valea Bistriței, la Secul—Buhalnița (3);

În valea Ciumîrna, la W de satul Găinești, de sub unitatea Audia străpunge un anticlinal cu șisturi negre în ax, anticlinalul Ciumîrna, care reprezintă continuarea spre N a anticlinalului Cîrnu din valea Bistriței. El se îndreaptă spre N în lungul văii Moldovița;

Institutul Geologic al României

Avansarea de șisturi negre din dealul Măguricea reprezintă un lambou de acoperire;

Regiunea situată la E de linia de încălecare Audia aparține structural unității medio-marginale. Aceasta este șariată pe unitățile externe și este subdivizată în mai mulți solzi, în care se repetă succesiunea Oligocen, Eocen, Cretacic superior;

La bordura vizibilă a flișului pe întinderi mici apare unitatea externă a flișului care încalecă peste depozitele miocene pericarpatice, de-a lungul liniei externe [1]);

Unitatea pericarpatică încalecă pe o adîncime încă nedeterminată, dar de ce puțin 5 km, peste Platforma moldovenească, de-a lungul liniei pericarpatice.

V. AGHEORGHIESEI, asistat de I. TURTUREANU și A. STCICESCU a făcut cartări de detaliu în regiune, în anii 1953—1954 [2]). Contribuția privește în special descifrarea stratigrafiei în zona șisturilor negre și a structurii de solzi, care caracterizează această unitate. În stratigrafia șisturilor negre deosebește un orizont bazal marnos-șistos cu sferosiderite, un orizont mijlociu, argilos-șistos sferosideritic și un orizont superior, grezos, glauconitic și cuarțitic.

A. STCICESCU a făcut cercetări de detaliu în valea superioară a bazinului Ostra—Suha bucovineană în anul 1956 [3]), relevînd între altele prezența pe o întindere mai mare a argilelor roșii pe flancul vestic al flișului est-intern și confirmînd astfel extinderea în această parte a liniei Lutul Roșu. E. GERMAN [4]) a cartat în detaliu în anul 1955 regiunea Vama—Moldovița. T. FILIMON a executat cercetări de detaliu în regiunea Suha Mică—Rîșca Mare în anul 1957 [5]). V. MUȘAT [6]) în același an a cartat în detaliu regiunea Vama—Solca. În sfîrșit, la 8 noiembrie 1961 GR. ALEXANDRESCU (1) a comunicat rezultatul cercetărilor sale începute în 1954 în regiunea Stulpicani—Găinești—Dolia, încadrîndu-se în schema generală de interpretare elaborată de M. G. FILIPESCU. Concluziile sale sînt:

Seria curbicorticală este de vîrstă apțian-albiană și constituie pînza inferioară, de amploare mare;

Șisturile negre încep cu Valanginianul și se încheie cu Cenomanianul. Orizontul grezos conține arcoze cu granit roz, dovedind prelungirea pînă în această parte a cordilierii cumane;

Gresia de Prisaca este echivalentă cu gresia de Tarcău și are vîrstă exclusiv eocenă;

Zona propriu-zisă a șisturilor negre se limitează după o linie care trece la W de Ghirilău—Clădita, fundul Ciumîrnei, valea Dohătăriei (Suha Mare). Această linie are caracterul unei falii cu cădere abruptă. Aparițiile de șisturi negre situate la E

[1]) Linia externă și linia pericarpatică. I. BĂNCILĂ și E. HRISTESCU. Congr. Asoc. Carp. Balc. 1961.
[2]) Raport geologic 1954. Arhiva M.I.P.C.
[3]) Raport geologic 1958, Arhiva M.I.P.C.
[4]) Raport geologic 1956, Arhiva M.I.P.C.
[5]) Raport geologic 1958, Arhiva M.I.P.C.
[6]) Raport geologic 1958, Arhiva M.I.P.C.

Institutul Geologic al României

de această linie constituie anticlinale care la N și S se afundă normal sub stratele cu Inocerami;

Nu există în regiunea Găinești—Stulpicani o pînză a șisturilor negre, nici în regiunea văii Bistrița;

Oligocenul de Găinești se așază la N pe gresia de Clădita, iar la S pe stratele cu Inocerami. El reapare la S de valea Ciumîrnei, constituind o fîșie continuă pînă în Măgura Doliei, unde se așază normal pe gresia de Tarcău (Prisaca).

În ansamblu situația stratigrafică și tectonică este identică cu aceea văzută de autor la Covasna—Voinești.

Observații și date noi. Din scurtul istoric făcut mai sus reiese că dacă pentru părțile estice ale flișului părerile sînt mai puțin împărțite, sîntem departe de a fi ajuns la un punct de vedere comun asupra unității Audia și structurilor adiacente ei la E. Situația se explică prin interpretarea diferită a faptelor de observație, cît, mai ales prin complexitatea remarcabilă a regiunii și originalitatea structurilor ei. În aceste condiții necesitatea efectuării unor revizuiri în regiunea Găinești—Vama ne-a apărut evidentă încă din anul 1952, dar posibilitatea realizării sistematice a acestora ne-a lipsit. În consecință, datele pe care le expunem reprezintă asamblarea unor observații distanțate mult în timp și spațiu. Pentru a le face mai clare am întocmit harta cu profilele anexate care redau structura geologică generală și de detaliu în conformitate cu ideile la care am ajuns (Pl. III, IV, V).

Din acest punct de vedere pe hartă sînt conturate următoarele structuri care dețin un caracter major și anume:

Unitatea centrală, delimitată la E prin linia centrală; Unitatea flișului vest-intern, delimitată la E prin linia Lutul Roșu; Unitatea flișului est-intern, delimitată la E prin linia internă; Unitatea Audia, delimitată la E prin linia Audia; Unitatea mediomarginală (și delimitată la E de linia marginală), împărțită în subunitățile mediană, intermediară și marginală; Unitatea externă, delimitată la est prin linia externă; Unitatea pericarpatică, delimitată la E prin linia pericarpatică.

Componența stratigrafică a unităților este redată prin limite și culori convenționale. Atragem atenția că obiectivul nostru de acum nu este să detaliem toate aceste structuri, nici să le justificăm, ci numai să fixăm un cadru pentru datele noi de observație. Acestea se referă în mod special la bordura estică a unității de Audia la ceea ce numim subunitatea mediană și la unitatea pericarpatică.

Avînd la dispoziție acest cadru general vom trece la prezentarea datelor noi. Ele se referă la sectorul central al hărții, unde avem de deosebit următoarele: Unitatea Audia cu petecul de acoperire Găunoasa, lamboul Motreni și lamboul Măguricea; Fereastra Suha Mică; Anticlinalul Ciumîrna (Cîrnu); Sinclinalul Plotonița, falia Plotonița și încălecarea Paleogenului de Găinești; Falia cu încălecare « à rebour » Găinești—Vama; Petecul de acoperire Plotonița.

Institutul Geologic al României

Diversitatea acestor forme, tendința foarte ușoară de a le interpreta sub forme diferite ne obligă să le argumentăm cu cît mai multe și precise date de teren.

Unitatea Audia. Această unitate ocupă partea înaltă, de vest a regiunii și este delimitată la exterior prin linia Audia, care reflectă o încălecare importantă spre nord-est și est. Între valea Moldovei și Suha Mare, linia Audia face un număr de ondulații impuse de morfologia terenului, de înclinarea spre vest a planului de încălecare, cum și de prezența unor lambouri de acoperire la fruntea unității. Retragerile principale apar pe văile Moldova, Sălătruc, Suha bucovineană, Ciumîrna, iar avansările în dreptul masivelor mai înalte, Măgura-Stulpicani, Ghirilău, Clădita, Bîtca lui Cardaș. Din valea Ciumîrnei spre sud, în fața unității Audia, se dispun două petece mari de acoperire pe care le denumim Motreni și Măguricea. Ele dau o lărgire bruscă a suprafeței ocupată de șisturile negre și o expresie cu mult mai puternică și elocventă încălecării. Spre sud, în valea Suha Mare, teritoriul ocupat de șisturile negre se îngustează foarte mult, pentru a se reduce în regiunea Dolia, pe valea Nemțișorului, la numai 1000 m.



Fig. 1 A. — Impresiune de *Douvilléiceras monile* Sow. Seria curbicorticală, valea Ostra — Stulpicani.

Spre interior, unitatea Audia este delimitată prin linia internă, care din regiunea Cîmpulung spre sud avansează treptat și contribuie de o parte la îngustarea unității Audia, de alta la lărgirea unității est—interne a flișului. Cu caracterul liniei interne nu ne ocupăm în lucrarea de față, după cum nici cu situațiile care se dezvoltă la vest de ea. Facem totuși mențiunea că încă din 1954 V. Agheorghiesei a recoltat din pîrîul Ostra un exemplar de *Douvilléiceras monile* Sow. [1]), care determină pentru seria curbicorticală, cu care începe flișul est-intern vîrsta albian-inferioară — medie (fig. 1 A și fig. 1 B).

[1]) Formele găsite au fost determinate de D. Patrulius.

Institutul Geologic al României

La alcătuirea unității Audia iau parte depozite cretacice în faciesul caracteristic al șisturilor negre, în care se pot recunoaște următoarele orizonturi: orizontul marnos-șistos cu sferosiderite, orizontul argilos-șistos cu rare sferosiderite, orizontul gresiilor cuarțitice, orizontul argilos roșu-verde cu tufite, orizontul marno-calcaros roșu și cenușiu și orizontul gresiei de Prisaca. Succesiunea acestor orizonturi se urmă-



Fig. 1 B. — Mulaj de *Douvilleiceras monile* sow.

rește destul de clar în regiune. Cu prilejul cercetărilor efectuate ca și al unor lucrări de colectare sistematică în vederea unui studiu micropaleontologic, s-au întocmit coloanele stratigrafice normale anexate, din care rezultă variația litologică, grosimea aproximativă a diferitelor orizonturi ca și vîrsta ce putem atribui în stadiul actual pe baza microfaunei determinate în cadrul Intr. Lab. Geol. de I. COSTEA, cum și pe baza unui exemplar de *Cheloniceras (Procheloniceras)* sp. găsit de V. AGHEORGHIESEI

Institutul Geologic al României

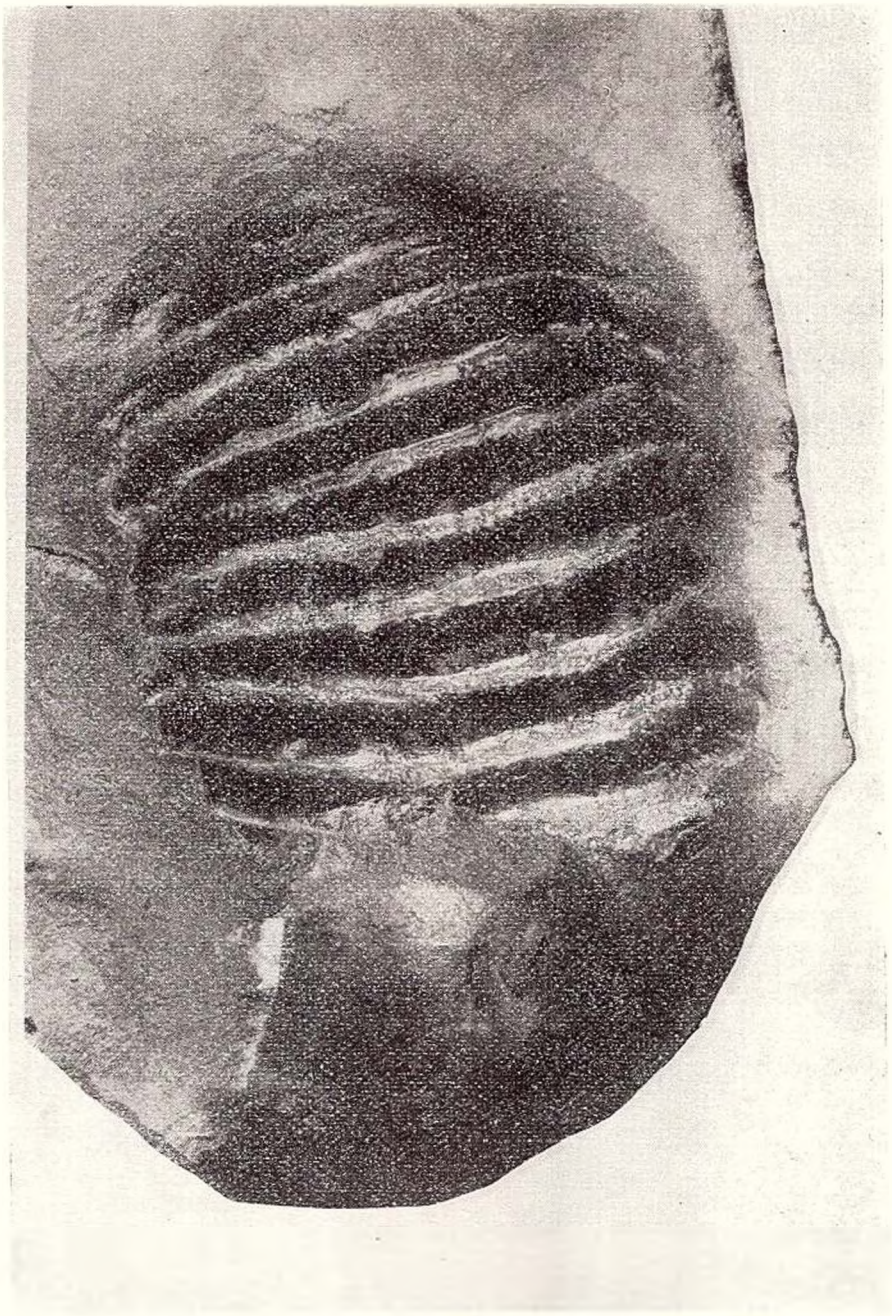


Fig. 2 A. — Impresiune de *Cheloniceras (Prochelonicerasj* sp. Șisturile negre, orizontul argilos-șistos, pîrîul Purcica (valea Slătioara).

Institutul Geologic al României

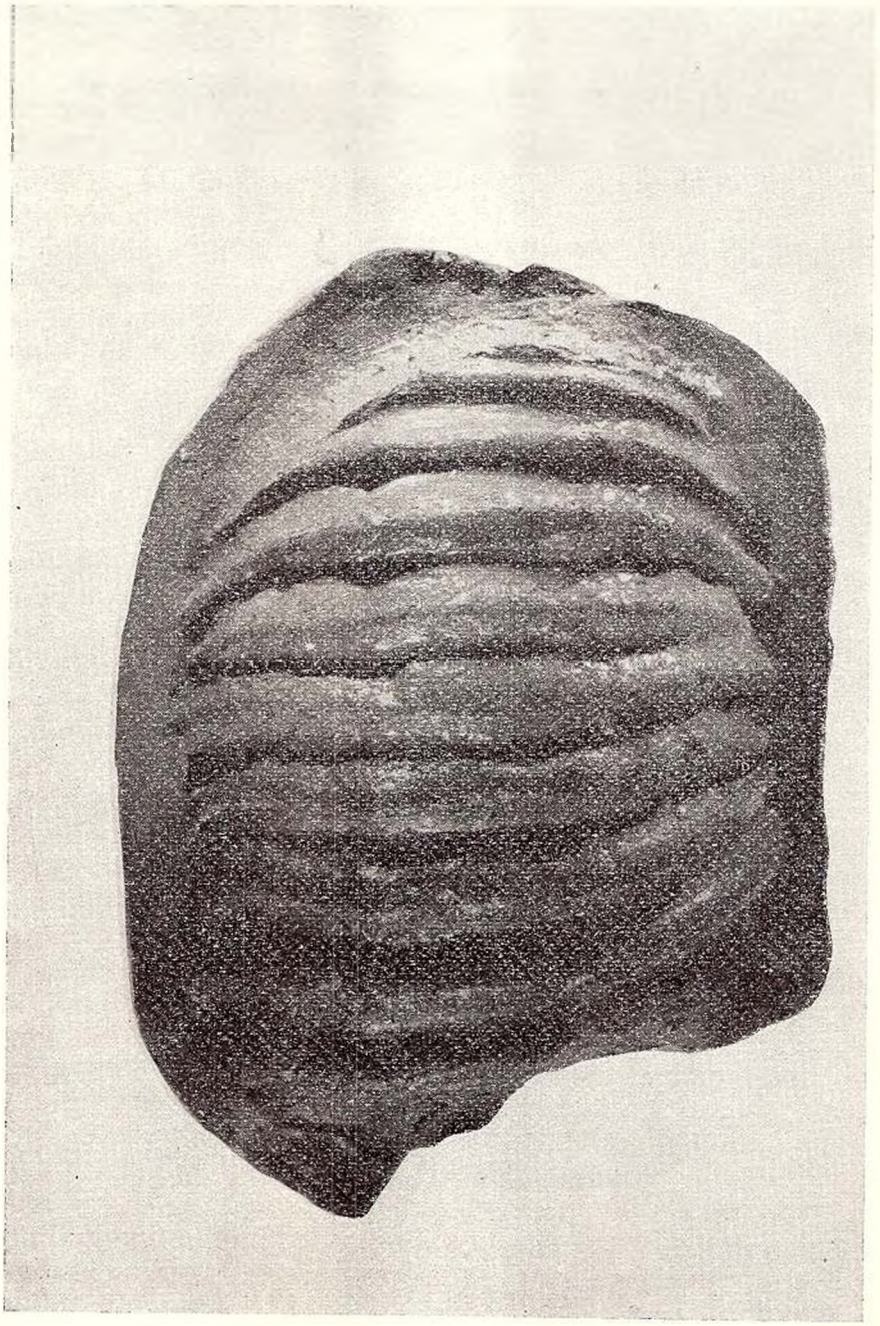


Fig. 2 B. — Mulaj de *Cheloniceras (Procheloniceros)* sp.

Institutul Geologic al României

în orizontul șistos dezvoltat pe pîrîul Purcica și care este atribuit Apțian-Albianului inferior (fig. 2A și fig. 2B).

Orizontul marnos-șistos cu sferosiderite atinge pe pîrîul Ostra cca 290 m și este atribuit Barremian-Apțianului inferior. Orizontul argilos-șistos cu sferosiderite atinge pe pîrîul Omul Mort cca 310 m grosime normală, iar vîrsta atribuită este Apțian superior — Albian inferior. Orizontul gresiilor cuarțitice atinge în pîrîul Purcica cca 200 m grosime, iar vîrsta atribuită este albiană medie. Orizontul argilos roșu-verde cu tufite, atinge în pîrîul Corlățeni cca 130 m, iar vîrsta atribuită este vraconiană. Orizontul marnos-calcaros roșu și cenușiu atinge în pîrîul Omul Mort cca 35 m grosime, iar vîrsta atribuită este cenomaniană. Însfîrșit, orizontul gresiei de Prisaca atinge în pîrîul Petac cca 650 m grosime, iar vîrsta atribuită este senonian—eocenă inferioară (pl. I).

Caracterul petrografic al orizonturilor enumerate a fost descris cu alte ocazii și nu considerăm necesar să revenim, cu toate că lucrarea respectivă nu este ieșită încă de sub tipar[1]).

Atragem totuși încă odată atențiunea asupra orizontului argilos roșu-verde cu tufite, care, în urma observațiunilor făcute, apare ca un perfect orizont-reper, pentru depozitele cretacice dezvoltate în faciesul șistos negru, indiferent unitatea la care ne referim. Acest orizont-reper desparte un complex inferior argilos-șistos negru de un complex superior marnos-calcaros cenușiu, cu intercalații de marno-calcare sau marne liliachii și roșii (Strate de Cîrnu propriu-zise).

Acest orizont-reper se prezintă cu grosimi obișnuite de 10—20 m, în care apar argile negre-cenușii, negre-oliv, pe alocuri cu dungi roșiatice sau cenușii mai deschise, în general cu un grad scăzut de diagenizare. La diferite poziții în grosimea pachetului argilos se intercalează două sau trei nivele de tufite cu grosimi de 1 — 2 cm, perfect stratificate, formînd pachete de 5—15 cm, rareori 1 m. Tufitele prezintă toate gradele de tranziție spre argilele obișnuite, conținutul lor piroclastic fiind în cea mai mare parte transformat în argile. Cînd conținutul piroclastic a fost mai bogat roca apare mai compactă, cu o spărtură dreaptă, traversată de numeroase și foarte fine diaclaze, care fac ca prin lovire să se reducă într-un material mărunt sub formă de fracțiuni prismatice. În interiorul rocii apare de regulă o culoare vernil, caracteristică. Deseori roca este diagenizată mai puternic, trecînd în silicolit.

Acest orizont-reper a putut fi observat atît în unitatea Audia cît și în cele mai externe apariții ale șisturilor negre și pe toată lungimea flișului, în anticlinalul Cîrnu, Poiana Uzului, Ojdula—Siclău, în anticlinalul Horaița—Doamna și Streiu.

Structura de detaliu. Componența stratigrafică susmenționată ne permite să stabilim în cuprinsul unității de Audia o structură caracteristică de solzi. Cei mai

[1]) I. Băncilă și V. C. Papiu. Asupra litologiei sedimentelor cretacice din Anticlinalul Cîrnu—Valea Țiganilor (raionul Bicaz). *D. S. Com. Geol.* XLV. (sub tipar).

Institutul Geologic al României

complicați sînt dezvoltați pe marginea de E a unității, unde stratigrafia este mai completă, succesiunea diferiților solzi terminîndu-se cu gresia de Prisaca. Solzii mai din interior sînt lipsiți în general de acest termen, mai îngustați și prin aceasta mai greu de conturat. Spre N solzii devin mai largi și participarea gresiei de Prisaca în general cu mult mai mare, atît în ce privește grosimea stratigrafică, cît și păstrarea ei în diferiți solzi. Se pregătește în felul acesta trecerea către situațiile existente în masivul Cernahora, unde gresia de Skupova, pe care încă din 1950 am considerat-o ca un echivalent al gresiei de Prisaca, capătă o dezvoltare foarte mare, adăugîndu-și totodată și nivele stratigrafice mai noi (Eocen mediu-superior și Oligocen).

Diferiții solzi se depășesc adesea făcînd să dispară unele orizonturi în partea superioară a coloanei, fapt care se observă mai ales în valea Moldovei către sud, unde tendința de avansare spre E a flișului cretacic este mai puternic. De asemeni, unii solzi sînt tăiați diagonal de linia internă.

Relațiile cu unitățile vecine. De-a lungul liniei Audia, la E, se dezvoltă depozite paleogen-superioare peste care se dispun la W depozite cretacic-inferioare cu înclinări sistematice spre W. De asemeni un număr de structuri clar conturate în cadrul Paleogenului median, cum sînt sinclinalul Secăturii și anticlinalul Miclăușa, sînt retezate oblic de linia Audia, fără să reapară în apropiere. Este de reținut și forma ondulată pe care o are această linie așa cum s-a arătat mai sus. Despre caracterul care rezultă din toate acestea, am discutat în mai multe lucrări anterioare și de aceea nu considerăm necesar să insistăm mai mult. Amintim numai că aceleași raporturi se continuă spre nord unde s-a demonstrat existența pînzei de Cernahora, cît și spre sud peste regiunea de curbură a Carpaților, constituind ceea ce am numit pînza șisturilor negre sau pînza de Audia. În legătură cu aceasta este semnificativ modul cum reapare Paleogenul median în bazinul Bistriței, la Secul—Buhalnița, mod care reiese clar din schița alăturată. Reamintind toate acestea ne exprimăm opoziția față de punctul de vedere că între aparițiunile de șisturi negre din unitatea Audia și flișul paleogen adiacent la est, s-ar stabili raporturi simple care ar justifica, din punct de vedere general structural, să fie considerate împreună. Acceptarea acestei idei ne-ar da greutăți serioase la interpretarea stilului structural al flișului, în mod particular ne-ar lua posibilitatea de a stabili o legătură mai clară între ramura de nord a Carpaților și cea de sud.

În sprijinul acestui punct de vedere regiunea de față aduce numeroase aspecte noi între care: petecul de acoperire Găunoasa, lambourile Motreni și Măguricea, fereastra Suha Mică.

Petecul de acoperire Găunoasa se situează în valea cu același nume, care este afluentă pe dreapta a pîrîului Valea cu Calea. La confluența celor două văi apar depozite cretacice, care nu au legătură cu discuția de față și despre care vom vorbi ulterior. Pe cca 200 m în amont pe pîrîul Găunoasa apar bine deschise depozite oligocene

Institutul Geologic al României

(marne cenușii și gresii calcaroase fine), avînd rare intercalații de marne roșii și înclinări normale spre aval. La 250 m în malul drept, deschis continuu, apar gresii negre, dure, în alternanță cu argile negre, cu înclinări spre amonte, acoperind depozitele oligocene și coborînd sub nivelul rîului. După 40 m înclinarea acestor strate se schimbă spre S și de sub ele reapar depozitele oligocene. În continuare, după cca 400 m, în același mal drept, apar argilele șistoase negre, înclinînd spre amont. În aceste condiții prima apariție de șisturi negre întrunește caracterul unui petec de acoperire și a fost izolată ca atare pe hartă. A doua apariție de șisturi negre este elocventă pentru modul cum depozitele cretacic-inferioare, care stau la baza primului solz al unității Audia, se dispun direct pe depozite oligocene aparținînd de subunitatea mediană.

Lamboul Motreni. Începe din valea Ciumîrna, de la vest de ultimele case ale satului Găinești și se lărgește spre S. Jumătatea sa de vest este acoperită de solzii unității de Audia propriu-zisă, în timp ce jumătatea de est rămîne descoperită pe cca 6 km spre S.

Lamboul Măguricea. Începe la S de confluența văii Suha Mică cu Șovărîta și se lărgește spre sud cuprinzînd bazinul pîraielor Butnăriță, Pîrlei și Măguricea. Punctul cel mai înalt este în dealul Măguricea. Mai la sud acest lambou este retezat oblic de solzii Audia. O serie de argumente pe care le vom expune mai jos, ne îndreptățesc să considerăm aceste structuri ca lambouri de acoperire la marginea estică a unității Audia sau ca unități subaudiene. Menționăm că în stadiul actual traseul liniei Audia este încă provizoriu între văile Ciumîrna și Suha Mare.

Argumentele pe care le putem aduce în sprijinul existenței acestor structuri sînt următoarele: forma cartografică, poziția stratelor în interiorul suprafețelor conturate, succesiunea stratigrafică de suprafață, succesiunea stratigrafică de adîncime relevată de foraje, vîrsta diferită și în general mai nouă a formațiunilor ce apar pe contur.

Forma cartografică. Constă în ondulații largi cu un intrînd mai mare pe valea Suha Mică, un ieșind mai important pe direcția Dealul Măguricea—Butnăriță și un alt ieșind, mai mic, dar cu mult mai clar și expresiv, în cotul văii Ciumîrna, în raza de confluență cu pîrîul Motreni. Dacă ținem seama de îngustarea pe care zonele exterioare ale flișului o realizează în regiunea de care ne ocupăm, aceste forme festonate largi, nu se pot încadra ca zone anticlinale, decît dacă admitem la paralela Găinești—Drăceni, o mare ruptură transversală, ruptură care, cel puțin în stadiul actual al cunoștințelor, nu este dovedită.

Poziția stratelor. Urmărită în amănunt, cu corecțiunea impusă de hieroglife, ca și de prezența orizontului-reper argilo-tufitic, poziția stratelor relevă o dispoziție sinclinală atît în ieșindul Măguricea cît și în Motreni. Profilele văilor Butnăriță, Măguricea, Pîrlei, de o parte, pîrîul Motreni și Pîrîul lui Andrei, pe de alta, sînt concludente din acest punct de vedere, deși în succesiune intervin cîteva

Institutul Geologic al României

complicații cu caracter local. Amintim că în schița de hartă întocmită de T. JOJA, în 1950, pe valea Butnăriței apare de asemeni, prin măsurile date, un sinclinal larg.

Pe capul nordic al lamboului Motreni pozițiile stratelor, sînt mai elocvente, în sensul că trec de la direcția NW—SE la direcții apropiate de W—E, cu înclinări generale spre S, ilustrînd clar un contur perisinclinal.

Situația aici descrisă a determinat pe geologii care au cartat anterior regiunea să considere că în valea Ciumîrnei apare unul sau mai multe anticlinale mici, orientate W—E, înghesuite între falii.

Succesiunea stratigrafică de suprafață. Toate profilele cercetate arată că atunci cînd se pleacă de la linia de contur spre interior, se realizează o trecere de la orizontul șistos și grezos al șisturilor negre, la orizontul tufitic și apoi la marno-calcarele de Cîrnu. În cîteva cazuri apar și mici petece de gresii micacee și conglomeratice (valea Butnărița, versantul drept al pîrîului Ciumîrna). Pe conturul lamboului Măguricea, cu excepția unor laminări de pe capătul nordic, apar sistematic argile șistoase negre. În ce privește lamboul Motreni el apare tivit la N și E, unde este mai bine deschis, cu o fîșie de argile șistoase și gresii cuarțitice negre. Prezența orizontului tufitic pe gresiile cuarțitice se constată la o analiză mai stăruitoare în numeroase puncte, ca: în malul stîng al Ciumîrnei aval de sonda 1, la gura pîrîului Motreni și Andrei, în malul drept al pîrîului Ciumîrna în amont de sonda 3. În ce privește marno-calcarele de Cîrnu apar în firul văii pe dreapta, în fața sondei 1 și pe toți afluenții din dreapta.

Succesiunea stratigrafică de adîncime. Este relevată prin sondele 1, 2 și 3 săpate în valea Suha de M.I.P.C., (Sonda 2 situată la cca 400 m spre N de bordura lamboului Măguricea a arătat următoarea succesiune: pe cca 2070 m Cretacic superior (strate cu Inocerami), de la 2070 m la cca 2700 m, Eocen de facies intermediar (strate de Straja și strate de Doamna), de la 2700 m pînă în talpă (3137 m) din nou Cretacic superior. Spre 3000 m caracterul rocilor se apropie de al marno-calcarelor de Cîrnu.

Sonda nr. 1 situată pe marginea stîngă a văii Ciumîrna, pe orizontul cu tufite, aval de confluența cu pîrîul Motreni, a traversat pe cca 400 m argile roșii și verzi, gresii cuarțitice și șisturi argiloase negre. De la 430 m și pînă la talpă (2516 m) a traversat marne și argile cenușii în alternanță cu marno-calcare și gresii calcaroase de tipul Cretacicului superior. Este probabil că între 1800 m și 2000 m să fi traversat din nou elemente din orizontul tufitic și grezos.

Sonda nr. 3 situată de asemeni pe marginea stîngă a văii Ciumîrna, la cca 800 m amonte de sonda nr. 1, pe argile și marno-calcare de Cîrnu, a traversat pînă la cca 450 m complexul superior al șisturilor negre. De la 450 m pînă la cca 1250 m a traversat marno-argile, gresii și marno-calcare cenușii, cretacic-superioare (strate cu Inocerami). De la 1250 m pînă la cca 2000 m a traversat argile negre și șistoase

Institutul Geologic al României

tipice, iar între 2140—2165 m marno-calcare de culoare mov, care indică baza marno-calcarelor de Cîrnu.

Rezultă din aceste date că nu are loc spre N o scufundare a aparițiilor de șisturi negre din Măguricea și Ciumîrna, din contră o ridicare, în adîncime dezvoltîndu-se depozite de vîrste mai noi. Cît privește șisturile negre traversate de sonda nr. 3 între 1250—2000 m, ca și calcarele violacee de mai jos, aparțin, cum vom vedea, unei cute independente, din unitatea inferioară, anticlinalul Cîrnu-Ciumîrna.

Vîrsta mai nouă și diversă a formațiunilor ce apar pe contur. Dacă se observă flancul estic și terminația nordică a lamboului Măguricea, se constată prezența neîntreruptă a depozitelor cretacic-superioare. În ele a forat sonda nr. 2. Continuînd observația pe flancul vestic în lungul văii Suha Mică se constată prezența depozitelor oligocene, peste care se dispun șisturi negre. Cît privește limita Oligocen/strate cu Inocerami de la N de satul Găinești vom vedea că are un caracter tectonic particular. Ea se ascunde la S sub lamboul Măguricea.

În continuare spre W, de sub depozitele oligocene, apar din nou depozite cretacic-superioare, care formează bolta anticlinală, anterior amintită (anticlinalul Cîrnu—Ciumîrna). Marginea lamboului Motreni se dispune pe flancul vestic al acestei bolți, care se dezvoltă larg pe partea stîngă a văii Ciumîrna, pînă la linia de încălecare Audia. Stratele cu Inocerami pot fi observate în numeroase deschideri, totdeauna într-un grad înaintat de deranjare.

Situațiile descrise mai sus în totul controlabile pe teren, constituie argumente pentru a afirma existența celor două structuri denumite Motreni și Măguricea, structuri care întrunesc caracterul unor lambouri de acoperire.

Fereastra Suha Mică. În amont de confluența cu Șovărîța, valea Suha Mică se îndreaptă spre S tăind în plin depozitele Oligocenului de Găinești. Cu puțin în amont de confluența cu pîrîul Brusturosu, gresiile cuarțitice de la baza lamboului Măguricea trec valea și retează depozitele oligocene. La cca 200 m mai în amonte depozitele oligocene reapar însă sub forma unei ferestre înguste, de cca 50 m și 100 m lungime. Elementele ei se văd clar în mai multe deschideri, dar este deosebit de interesantă o tăietură pe care apele au realizat-o în malul drept, aval de confluența cu pîrîul Măguricea.

În această tăietură dispusă W—E se văd de ambele părți șisturi negre, acoperind depozitele oligocene (pl. III, IV).

Situația aceasta, alăturată celei de mai sus, întărește caracterul structural atribuit celor două lambouri. Menționăm că după părerea noastră în valea Cucuiușului este posibilă de asemenea existența unei ferestre cu depozite oligocene. Ideea va trebui clarificată în viitor [1]).

[1]) Dopozitele oligocene, figurate ulterior pe hartă, pe pîrîul Suha Mare, au fost semnalate pentru prima dată de Gr. Alexandrescu.

Institutul Geologic al României

Anticlinalul Ciumîrna—Cîrnu. Am amintit mai sus că în valea Ciumîrnei depozitele cretacice superioare peste care se dispun la E depozitele oligocene de Găineşti, iar la W marginea lamboului Motreni, relevă o structură anticlinală, care nu poate avea nici o legătură cu celelalte structuri din jur. Forma anticlinală reiese destul de clar din profilul longitudinal al văii Ciumîrna Considerăm că de prezenţa acestui anticlinal sînt legate ivirile naturale de păcură, cunoscute de multă vreme spre capătul de vest al satului Găineşti, ca şi în pîrîul Brusturosu—Suha Mică. Urmărit spre S, se constată că anticlinalul Ciumîrna se ridică, aducînd la zi strate de Cîrnu, orizontul argilos-tufitic, gresii cuarţitice negre şi argile şistoase. Succesiunea acestor strate este foarte clară şi uşor de verificat în pîrîul Brusturosu. Observăm că în acest pîrîu, Oligocenul de suprafaţă stă direct pe stratele de Cîrnu, bine dezvoltate (pl. V). Spre S anticlinalul este acoperit de structurile superioare, în pînză. Cu prilejul unor lucrări mai vechi (4) am arătat că anticlinalul din valea Ciumîrnei reprezintă o revenire la zi a depozitelor cretacice din anticlinalul Cîrnu-Largu, din valea Bistriţei şi că la W de el se situează domeniul de sedimentare al Paleogenului median, acoperit de pînza şisturilor negre. Acest fapt trebuie reţinut, el ajutîndu-ne la justa rezolvare a condiţiilor structurale în care se situează depozitele oligocene de la W de Găineşti.

Datorită înclinării spre E, flancul anticlinalului Ciumîrna a fost întîlnit cu strate de Cîrnu la sonda 1 şi cu şisturi negre în sonda 3, la adîncimile menţionate. Atît spre N cît şi spre S anticlinalul este acoperit direct, fără intermediul depozitelor eocene, de depozitele Oligocenului de Găineşti. Contactul apare cu perfectă claritate în valea Ciumîrna (pl. III, V). Asupra semnificaţiei acestui contact vom reveni.

După urmărirea foarte atentă a terenului şi schiţarea a numeroase variante, am ajuns la concluzia că anticlinalul Ciumîrna reapare în pîrîul Mestecăniş, afluent pe stînga al pîrîului Valea cu Calea, cu puţin înainte de confluenţa cu pîrîul Găunoasa. În aval, la cca 300 m de la confluenţă, pe pîrîul Mestecăniş, apar bine deschise silicolite negre tipice, care trec la argile cu tufite, deschise mai ales în versantul stîng. Imediat în amont pe versantul drept apar marno-calcarele de Cîrnu, intens deranjate şi erodate. Acestea se termină cu marno-calcare liliachii, după care, pe o distanţă mică, apar marno-calcare şi gresii cenuşii. La cca 150 m de la ivirea calcarelor de Cîrnu, în ambii versanţi apare orizontul gresiei de Tarcău foarte alterată şi deranjată, denotînd prezenţa unei întreruperi pe o falie. Dacă se cercetează malul drept al văii Mestecăniş, se constată o reducere a depozitelor cretacice şi extindere a gresiei de Tarcău. Se relevă totodată o întoarcere spre NE a structurii şi o afundare continuă a ei. Gresia de Tarcău formează astfel flancurile anticlinalului. Cercetînd fiecare flanc de anticlinal separat se constată următoarele: pe flancul de est depozitele cretacic-superioare se lărgesc, Eocenul cu gresia de Tarcău se dezvoltă normal, dar cu o grosime relativ mică. Spre culmea Obcioarei, gresia de Tarcău trece la stratele de Plopu, iar acestea la gresia de Lucăceşti, menilite inferioare şi puţină gresie de Kliwa.

Institutul Geologic al României

Totul este retezat brusc și dispare sub stratele cu Inocerami, care de la Suha Mică-Șovârîta urmează direcția SE—NW.

Flancul de vest se desfășoară în parte diferit și anume: depozitele cretacic-superioare sînt reduse de-a lungul unei falii, în schimb gresia de Tarcău se dezvoltă mai larg și trece Valea cu Calea pe dreapta, fiind retezată ca și restul anticlinalului printr-o fîșie de depozite oligocene. Este aceeași fîșie care suportă petecul de șisturi negre din pîrîul Găunoasa. Gresia de Tarcău este urmată de strate de Plopu, iar acestea de depozite oligocene inferioare, în care predomină gresia de Fusaru, pe alocuri cu treceri la gresii apropiate de aspectul gresiei de Kliwa și avînd intercalații de disodile. Complexul oligocen se alungește mult spre N. Întreaga succesiune a acestui flanc este retezată, în continuare cu flancul precedent, de aceeași zonă a stratelor cu Inocerami. Rezultă din toate acestea că direcția anticlinalului Ciumîrna trebuie căutată la N pe sub stratele cu Inocerami. De altfel în cuprinsul acestora se relevă o dispoziție anticlinală, pe direcția marcată în hartă. Urmărind această direcție spre N, ajungem la concluzia că anticlinalul reapare, după o puternică inflexiune axială, în valea Sălătrucului și mai departe la confluența văii Moldovița cu Moldova, unde orizontul gresiei de Tarcău este bine deschis și tăiat de o falie longitudinală. Spre W, gresia este succedată de strate de Plopu, apoi de gresia de Lucăcești, de menilite inferioare și de restul depozitelor oligocene (pl. II). Anticlinalul a putut fi urmărit spre N încă cca 25 km, în condiții structurale pe care nu le discutăm în cadrul acestei note. Precizăm deci că, după părerea noastră, anticlinalul Ciumîrna își are continuarea în valea Mestecănișului, iar mai departe în condițiunile arătate, la Gura Moldoviței. Cu acest prilej amintim că prin anticlinalul Ciumîrna nu înțelegem una din cutele minore indicate mai mult sau mai puțin precis pe hărțile anterioare, ci o structură importantă cu caracter regional, care în evoluția geologică a avut un rol mai mare, așa cum vom arăta în paginile următoare. Menționăm cu această ocazie că un izvor de păcură cunoscut în locul zis «La Obcioară», în plină dezvoltare a stratelor cu Inocerami, reprezintă, după noi, un ecou al Oligocenului încălecat și că din acest punct de vedere structura poate avea și o importanță economică.

Sinclinalul Plotonița. Pe valea Suha bucovineană, între Stulpicani și Plotonița, se relevă o structură sinclinală cu flancul intern normal dezvoltat și cu flancul extern în parte laminat. Pe flancul intern, imediat sub șisturile argiloase negre, care formează baza solzului Ghirilău, apare pe o mică lățime (cca 150 m) orizontul gresiei de Tarcău. Acesta este urmat de stratele de Podu Secu, apoi de gresia de Fusaru inferioară, echivalentă cu gresia de Lucăcești, menilite inferioare, gresia de Fusaru în strate groase, care trec la marne cenușii în alternanță cu gresii cenușii, calcaroase, în plăci centimetrice și neregulate. Acest complex se dezvoltă aproximativ la jumătatea distanței dintre Gura Plotoniței și Ghirilău și reproduce întocmai caracterele așa numitor strate de Găinești. Stabilim deci încă de pe acum că, după părerea noastră,

Institutul Geologic al României

stratele de Găinești se încadrează în partea mijlocie a Oligocenului în facies median. În continuarea profilului reapar gresii micacee slab cimentate, pe alocuri cărbunoase, cu intercalații argiloase cenușii sau negricioase, reprezentînd un orizont Oligocen superior. Succesiunea se încheie cu gipsuri, care se dezvoltă lenticular în mamelonul care formează partea stîngă a confluenței Plotonița — Suha. (Pl. II).

Imediat pe partea dreaptă a confluenței Plotonița—Suha, apar stratele cu Inocerami. Urmărind însă spre amonte profilul văii Plotonița, se constată prezența gresiilor micacee moi de tipul Fusaru în toate eroziunile existente pe coasta de deasupra satului. Spre partea superioară a acestor eroziuni se întîlnesc sub formă de benzi înguste gresii de Kliwa, menilite inferioare, gresie de Lucăcești și pe alocuri o indicație de roci eocene superioare. Ținînd seama de dezvoltarea neegală a celor două flancuri, este necesar să trasăm de-a lungul axei sinclinale, o falie: falia Plotonița. Evoluția către SE a acestei falii ne apare deosebit de interesantă și în măsură să ne lămurească asupra poziției pe care o ocupă așa numitele strate de Găinești. O primă constatare este că în lungul ei falia face să dispară nu numai o parte din flancul estic, dar și orizontul cel mai superior de gresii moi și gipsuri. Ca urmare contactul anormal se stabilește între Oligocenul tip Găinești și diferitele orizonturi ale Oligocenului din flancul opus. Această situație se menține pe o distanță relativ lungă, trecînd din bazinul pîrîului Plotonița în bazinul pîrîului Valea cu Calea. Pe acest parcurs condițiile devin mai neclare, întrucît și linia Audia, care se situează la baza masivelor Ghirilău și Clădita, înaintează făcînd să dispară succesiv: gresia de Tarcău, stratele de Secu, orizontul gresiei de Lucăcești, menilitele inferioare și gresia de Fusaru, contactul șisturilor negre situîndu-se direct pe Oligocenul tip Găinești (Oligocenul mijlociu). Folosim acest prilej, pentru a preciza părerea noastră că întreruperea Oligocenului mediu din valea Plotoniței, pînă la Găinești, nu are loc în nici o parte, că aceste depozite constituie o fîșie unitară, deși cu lățimi foarte neegale. Aceste lățimi neegale se datoresc numai în parte avansării liniei Audia (încălecării Audia), pentru că este clar că creșterea de lățime a stratelor de Găinești, care are loc către sud, se face printr-o avansare progresivă de-a lungul faliei Plotonița. În felul acesta falia capătă caracterul unei veritabile încălecări. Caracterul acesta reiese în special din modul cum falia Plotonița retează anticlinalul Ciumîrna în Valea cu Calea. Pe teren se vede clar că sub falia Plotonița, începînd de la pîrîul Clădita, se ascund următoarele: Oligocenul inferior, stratele de Plopu, gresia de Tarcău, depozitele cretacice medii inferioare, apoi depozitele cretacice superioare. În aceste condiții putem vorbi de o încălecare cu caracter local, încălecarea Paleogenului de Găinești. În concepția dezvoltată aici, contactul dintre Oligocenul de Găinești și depozitele cretacice ale anticlinalului Ciumîrna se stabilește după o limită cu caracter tectonic. Alți cercetători au considerat că această limită este de transgresiune, interpretare pe care datele sus arătate nu o confirmă. Faptul că încălecarea Oligocenului de Găinești se menține către sud, în valea Suha Mică, unde aceste depozite se așază

Institutul Geologic al României

pe marno-calcare de Cîrnu (pîrîul Brusturosu) precum și faptul că aceste depozite reapar în fereastra Suha Mică și în fereastra Cucuiuș, ne obligă să considerăm, că încălecarea se menține pe o distanță mai mare spre sud, unde rămîne acoperită de unitățile Audia și sub-Audia.

Pentru a încheia discuțiunea asupra sinclinalului Plotonița și a complicațiilor sale pînă în raza satului Găinești — este necesar să precizăm că așa numitele strate de Găinești — pe măsură ce înaintăm de la Plotonița spre sud — capătă unele caractere care le fac mai puțin clare, în ceea ce privește apartenența stratigrafică și anume: între marne cenușii și gresii se intercalează pe alocuri marne roșii din care a fost determinată o microfaună senoniană. Pe Valea cu Calea, la cca 2 km nord de confluența cu Suha, apar deasemeni gresii conglomeratice în bancuri groase, din care s-au determinat numuliți de vîrsta eocenă. După părerea noastră toate aceste elemente reprezintă material ajuns în zona de sedimentare a Oligocenului sub acțiunea curenților de turbiditate și olistostromelor. Menționăm că pe alocuri apar gresii de tipul Fusaru, care au fost considerate de unii cercetători ca gresii de Tarcău. Între acestea sînt și gresiile de pe pîrîul Suha Mică. În concluzie, întregul ansamblu litologic al stratelor de Găinești, urmează să fie atribuit Oligocenului — și anume Oligocenului mijlociu. S-a relevat de toți cercetătorii că aceste depozite prezintă numeroase deranjamente. El se explică prin încălecarea care a avut loc.

Despre vîrsta oligocenă a stratelor de Găinești, ca și despre prezența în ele a breciilor sedimentare, am amintit într-un studiu anterior. Acumularea în Oligocen a unor materiale străine (brecii sedimentare) a fost semnalată în reg. văilor Ialomița-Ursei, de Fl. Olteanu, iar în reg. Prahova—Slănic—Siriu, de Gr. Popescu. În ce ne privește am avut prilejul să verificăm prezența breciilor sedimentare în Oligocenul din valea Siriului, iar recent să constatăm prezența lor pe o mică întindere, în valea Cașinului și pîrîul Borvizului în profile examinate împreună cu I. Bucur de la Întreprinderea de Prospecțiuni a M.I.P.C. Prezența breciilor sedimentare în Oligocen, este deci un fapt mai general și legat pe cît se pare de ariile mai vestice ale zonei mediane de sedimentare. Formarea breciilor poate fi pusă în legătură cu o tendință de ridicare a zonelor de sedimentare ale flișului intern spre mijlocul și sfîrșitul Oligocenului.

Falia «à rebour» Găinești—Vama. Am arătat anterior că atît elementele anticlinalului Ciumîrna cît și ale sinclinalului Plotonița, și putem adăuga acum și ale încălecării Oligocenului de Găinești, sînt tăiate spre E printr-un contact anormal de zona stratelor cu Inocerami, care se dezvoltă la exterior de satele Găinești și Plotonița și care, structural, aparține subunității intermediare a flișului. Acest contact anormal se face după o linie cu unele slabe sinuozități, dar caracteristică prin aceea că de-a lungul ei apar numeroase petece de roci cretacice inferioare în faciesul negru. Considerate de la S la N aceste iviri sînt: în valea Șovărîta la cca 500 m N de sonda 2

Institutul Geologic al României

— în valea Şovărîta spre confluenţa cu Pietrişul — de unde se continuă pe piciorul care duce spre Obcioară; în pîrîul Jghiabului de unde peste şeaua Braniştе trece în pîrîul Plotonița; în Pîrîul Ascuns unde ia forma unei cozi de rîndunică şi însfîrşit pe versantul drept al pîrîului Plotonița spre confluenţă. Rocile cretacice mai vechi decît stratele cu Inocerami care apar în diferitele locuri citate coboară uneori pînă la nivelul argilos-şistos, dar de obicei se limitează la orizonturile mai noi: silicolite negre, argilite cu tufite, marno-calcare cenuşii şi liliachii.

Regretăm că spaţiul nu ne permite să ne ocupăm cu fiecare apariţie în parte, dar subliniem faptul că totdeauna trecerea la orizonturi mai tinere se face de la W spre E, adică într-o succesiune normală spre stratele cu Inocerami. Situaţia aceasta a fost controlată la fiecare punct citat şi exclude posibilitatea de a se face altă legătură între diferitele apariţiuni de roci cretacice negre, decît aceea care apare pe hartă. Insistăm asupra acestui fapt pentrucă de multe ori s-au făcut legături încrucişate, ceea ce încurcă mersul real al structurilor. Lucrul devine cu atît mai grav cînd se introduce în aceste legături şi apariţia de pe Valea cu Calea—Mestecăniş, apariţie care, cum am văzut, se situează pe anticlinalul Ciumîrna. Observăm însă că dacă poate exista o posibilitate de confuzie pentru apariţiile din bazinul Suha Mică, această posibilitate nu mai poate subzista pentru apariţiile din bazinul Plotoniţei, care se depărtează mai mult spre exterior.

De la Plotonița spre N linia Găineşti—Vama se apropie treptat de linia Audia, făcînd ca sinclinalul Plotonița să dispară complet în şeaua Măgura—Stulpicani. Atragem atenţia că nu avem nici un indiciu din care să reiasă că sinclinalul Plotonița ar dispare aici printr-o închidere periclinală, dimpotrivă toate orizonturile amintite anterior se continuă fără întrerupere, de o parte sub înclinarea Audia, de alta sub încălecare à rebour a faliei Găineşti—Vama. Într-adevăr întreruperea sinclinalului se face numai pe coama dealului şi pe distanţă de cca 1 km. În partea opusă depozitele paleogene reapar, se lărgesc mult şi se complică cu noi structuri. Totodată direcţiunea sinclinală este relevată prin apariţia a două izvoare sărate, care străpung de sub acoperişul de şisturi negre, în parte de sub grohotiş. La N de Măgura Stulpicani valoarea încălecării à rebour se reduce treptat, lăsînd să apară anticlinalul Vama, după cît se pare eşalonat pe direcţia anticlinalului Ciumîrna. În valea Moldovei, încălecarea à rebour se reduce mult. Odată cu aceasta are loc afundarea depozitelor cretacice şi încărcarea loc cu mase de depozite paleogene, dezvoltate sub forma unor sinclinale largi, separate prin depozite cretacice superioare de forma unor creste înguste şi faliate. Anumite constatări făcute în bazinul Moldoviţei ne fac să admitem că falia à rebour se continuă totuşi mult spre nord.

Existenţa unei falii cu revărsarea inversă, în valea Moldovei la Vama, a fost constatată de noi încă din 1950 şi redată într-un profil publicat. În ce priveşte evoluţia spre S a faliei se pot face numai presupuneri. Fapt este că ea este acoperită de lamboul Măguricea şi că se poate menţine astfel pe o distanţă mai mare.

Institutul Geologic al României

Petecul de acoperire Plotonița. În valea Plotonița, la cca 2 km amonte de confluența cu Suha apare un mamelon constituit din gresie de Tarcău, care se dispune în plin sinclinal de depozite oligocene, tăind limitele diferitelor orizonturi ale acestuia. Apariția acestui mamelon a dat foarte mult de gîndit geologilor din petrol, care au încercat să-l încadreze într-o tectonică de falii. Examinînd de aproape situația petecului de eocen într-un pîrîu care-l taie lateral, am constatat că la baza lui se găsește o brecie puternică constituită din elemente de Cretacic superior. Acestea se dispun direct pe depozite oligocene. Cunoscînd existența și caracterul liniei Găinești—Vama, am ajuns la concluzia că sîntem în fața unui petec de acoperire venit nu de la W, cum este regula în flișul carpatic, ci de la E, probabil odată cu efectuarea încălecării à rebour. Menționăm că nu vedem aici un rest de eroziune, ci un bloc desprins de pe spinarea stratelor cu Inocerami.

Am relatat mai sus succint observațiunile noi făcute în regiunea Găinești—Vama și condițiile geologice pe care ele le pun în relief. În afară de cele expuse există și alte detalii care vin să confirme imaginea nouă pe care am încercat s-o facem în harta și profilele anexate.

BIBLIOGRAFIE

1. Alexandrescu Gr. Observații geologice în flișul cretacic din regiunea Găinești-Stulpicani (Carpații Orientali) Comunic. ses șt. Inst. Geol., șed. 13 dec. 1961 (sub tipar).
2. Băncilă I. Geologia regiunii Gura Humorului-Voroneț-Suha (Cîmpulung și Baia). *D.S. Inst. Geol, Rom.* vol. XXXVI (1948—1949), București 1952.
3. Băncilă I. Privire generală asupra stratigrafiei și tectonicei Flișului carpatic și zonei miocene dintre V. Sucevei și V. Nărujei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. XXXVI (1948—1949). București 1952.
4. Băncilă I. Geologia Carpaților Orientali. Editura Științifică, București, 1958.
5. Cernea Gh. Zona internă a flișului dintre V. Moldovei și V. Bistriței. *An. Com. Geol.*, vol. XXIV, 1952, București 1952.
6. Joja Th. Structura geologică a flișului marginal din regiunea văilor Suha Mică și Suha Mare, *D.S. Com. Geol.*, vol. XXXVI, (1948—1949), București 1952.
7. Ștefănescu D. La zone de flysch carpatique en Moldavie de N entre Păltinoasa et Cîmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. de Geologie*, vol. III, București 1937.

НОВЫЕ СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ФЛИШЕМ МЕЖДУ ВАЛЯ СУХА МАРЕ — ВАЛЯ МОЛДОВЕЙ. ОБЛАСТЬ СУЧАВА

И. БЭНЧИЛЭ, В. АГЕОРГИЕСЕЙ

(Краткое содержание)

Исследованная территория расположена между В. Молдовей — на севере и В. Суха Маре — на юге. Она соответствует переходной зоне от южного ответвления до северного ответвления флиша Карпацилор Ориен-

Institutul Geologic al României

таль и представляет некоторые геологические осложнения от интерпретации которых зависит в большей степени корреляция вышеуказанных горных ответвлений. Новые соображения приведённые авторами свидетельствуют о наличии в этом секторе всех больших структуральных единиц выделенных прежде. Количество, форма и корреляции между этими единицами явствуют из прилагаемого графического материала. В настоящей работе уделяется особенное внимание следующим формациям: единица Аудия с участком покрова Гэуноаса, останец Мотрень и останец Мэгурича; окна Суха; антиклиналь Чумырна; синклиналь Плотоница, сброс-сдвиг Плотоница и перекрывающие породы палеогена — Гэйнештьи; сброс-сдвиг с перекрывающими породами в обратном направлении Гэйнештьи-Вама и участок покрова Плотоница.

Единица Аудиа представляет сектор покрова чёрных сланцев и занимает западную часть области. Она выделена во внешней зоне при посредстве линии Аудия, отражающей значительный надвиг к СВ, над отложениями средино-окраинной единицы. Впереди линии долины речки Гэуноаса было установлено наличие малого участка покрова, образовавшегося из чёрных сланцеватых аргиллитов. Он залегает над олигоценовыми отложениями и может представлять, случайно, оползень более позднего времени. Во внутренней своей части единица Аудиа оконтурена внутренней линией. Вблизи этой линии, в ареале распространения кривокорковой серии была отобрана *Douvilléiceras monile* Sow., вид характерный для нижне-среднего альба.

Стратиграфическая и литологическая последовательность черных сланцев указана в прилагаемой колонне. Из основания глинисто сланцевого горизонта комплекса чёрных сланцев был отобран *Cheloniceras (Procheloceras)* sp., который отнесён апт-нижнеальбскому ярусам.

Авторы подчёркивают наличие красно-зелёного горизонта с узкими прослойками туффитов, который залегает над горизонтом кварцитовых песчаников и подстилает пластообразным мергеле — известнякам — тип Кырну. Этот горизонт имеет общее распространение в ареале развития мела, в фации чёрных сланцев, составляя таким образом хороший маркирующий горизонт.

Выходы на дневную поверхность чёрных сланцев верхнего бассейна речки Суха Микэ, к югу от В. Чумырней, с структуральной точки зрения, принадлежат единице Аудия, составляя более интенсивно надвинутые и более эродированные части. Они были выделены под названием останца Мотрньи и останца Мэгурича. Детальная структура этих останцев выявляет ясное синклинальное расположение и низшее положение по отношению к единице Аудия (субаудияновые единицы). Приводится затем целая сумма

Institutul Geologic al României

деталей, полученных при картировании поверхностей и из скважин, которые подтверждают эту точку зрения.

В долине Суха Микэ и Суха Маре из под чёрных сланцев выходят на дневную поверхность олигоценовые отложения, составляющие тектонические окна.

Между останцами Мотреньи — Мэгурича проникает антиклиналь, образованная из меловых отложений в чёрной фации, названная антиклиналью Чумырна. На её оси, в погружении, выявлено несколько выходов нефти. Проследить к северу эту антиклиналь не представляет возможности по причине выступления палеогеновых отложений распространённых вокруг села Гэйнештьи и которые способствуют надвигу палеогена Гэйнештьи. Будучи прослежён к северу, этот надвиг сокращается и в конечном результате прекращает своё существование на трассе сброса — сдвига (сброс — сдвиг Плотоница), расположенного на оси синклинали с олигоценовыми отложениями (синклиналь Плотоница). Авторы упоминают выявление между олгоценовыми отложениями седиментационных брекчий и подчёркивают их стратиграфическое и литологическое соответствие с брекчиями Сынзиениь-Сириу-Слэник.

К северу от селения Гэйнештьи в Дол. Местекэнишулуй и Валя Жгябулуй было установлено возвращение на поверхность антиклинали Чумырна, а затем её перекрытие, на этот раз, с востока. Наличие этого покрова объясняется выступлением из берегов в обратном направлении верхнемеловых отложений (Пласты Хангу), имеющие большее распространение к востоку и северу от селения Гэйнештьи. В надвиговой окраине пластов Хангу выходят на дневную поверхность чешуйки нижне-среднемеловых отложений под чёрной фацией (Верш. Обчиоарей и Валя Жгябулуй). К северу, было установлено наличие постепенного сокращения обратного направления Гэйнештьи-Вама, а одновременно с этим была выявлена антиклиналь Чумырна на поверхности с более новыми стратиграфическими, олигоценовыми и эоценовыми элементами. Антиклиналь продолжена вдоль долины Молдовица.

NOUVELLES OBSERVATIONS SUR LE FLYSCH ENTRE VALEA SUHA MARE—VALEA MOLDOVEI (RÉGION DE SUCEAVA)

PAR

I. BĂNCILĂ, V. AGHEORGHIESEI

(Résumé)

Le territoire étudié est situé entre Valea Moldovei au Nord et Valea Suha Mare au Sud. Il représente la zone de transition entre la ramification S et la ramification N du Flysch des Carpates Orientales et accuse maintes complications géologiques dont

Institutul Geologic al României

l'interprétation dépend principalement de la corrélation entre les deux chaînes montagneuses. Les nouvelles données obtenues par les auteurs permettent l'identification — dans ce secteur — de toutes les unités structurales majeures séparées auparavant. Le nombre, la forme et les relations entre ces unités sont figurés sur le matériel graphique annexé. On considère particulièrement les unités suivantes: l'unité d'Audia avec le lambeau de recouvrement Găunoasa, le lambeau Motreni et le lambeau Măguricea; les fenêtres Suha; l'anticlinal Ciumîrna; le synclinal Plotonița, la faille Plotonița et le chevauchement du Paléogène de Găinești; la faille de chevauchement à rebour de Găinești-Vama et le lambeau de recouvrement Plotonița.

L'unité d'Audia représente un secteur de la nappe des schistes noirs et occupe la partie W de la région. Elle est délimitée à l'extérieur par la ligne d'Audia, qui vers le NE chevauche les dépôts de l'unité médio-marginale. Dans la vallée du ruisseau Găunoasa on a observé l'existence d'un petit lambeau de recouvrement, formé d'argilites schisteuses noires. Il repose sur les dépôts oligocènes et peut représenter — éventuellement — un glissement plus récent. Vers l'intérieur l'unité d'Audia est délimitée par la ligne interne. À proximité de cette dernière, dans l'aire de distribution de la série curbicorticale, a été prélevée *Douvilléiceras monile* Sow., forme caractéristique de l'Albien inférieur et moyen.

La succession stratigraphique et lithologique des schistes noirs est figurée sur la colonne annexe. De la base de l'horizon argilo-schisteux du complexe des schistes noirs on a recolté *Cheloniceras (Prochelonicerás)* sp. attribué à l'Aptien-Albien inférieur.

Soulignons l'existence d'un horizon argileux rouge-vert, à minces intercalations de tufites, situé au-dessus de l'horizon des grès quartzitiques et au-dessous des marno-calcaires en plaquettes de type Cîrnu. Cet horizon occupe une vaste étendue dans la zone de développement du Crétacé en faciès de schistes noirs, et par conséquent il représente un excellent horizon-repère.

Les apparitions de schistes noirs dans le bassin supérieur du ruisseau Suha Mică, au Sud de Valea Ciumîrnei, appartiennent au point de vue structural à l'unité d'Audia, constituant des terrains plus charriés et plus érodés. On les a délimitées sous le nom de: lambeau de Motreni et lambeau de Măguricea. Leur structure de détail relève d'une distincte disposition synclinale et d'une position inférieure par rapport à l'unité d'Audia proprement-dite (unités sous-Audiennes). Les auteurs présentent maints détails résultés des levés en terrain et des forages qui attestent ce point de vue.

Dans les vallées Suha Mică et Suha Mare de sous les schistes noirs apparaissent des dépôts oligocènes qui constituent une fenêtre tectonique.

Entre les lambeaux de Motriceni-Măguricea s'insinue un anticlinal formé de dépôts crétacés en faciès noir, dénommé l'anticlinal Ciumîrna. Le long de son axe

Institutul Geologic al României

plongeant apparaissent quelques zones de pétrole. Cet anticlinal ne saurait être poursuivi vers le Nord, étant donné l'avancement des dépôts paléogènes très répandus aux environs du village de Găineşti et qui donnent lieu au chevauchement du Paléogène de Găineşti. Poursuivi vers le Nord, le chevauchement diminue et finalement s'éteint le long du tracé d'une faille (faille Plotonița) située dans l'axe d'un synclinal à dépôts oligocènes (synclinal Plotonița). Mentionnons l'apparition de quelques brèches sédimentaires entre les dépôts oligocènes et soulignons leur correspondance stratigraphique et lithologique avec les brèches de Sînzieni-Siriu-Slănic.

Au Nord du village Găineşti, dans Valea Mestecănişului et Valea Jgheabului l'on constate la réapparition à la surface de l'anticlinal Ciumîrna et ensuite un nouveau recouvrement venu de l'E. Le recouvrement est dû à un déversement à rebour des dépôts crétacés supérieurs (Couches de Hangu) qui sont plus fréquents à l'E et au N du village de Găineşti. Au bord qui chevauche les couches de Hangu apparaissent des lames de dépôts crétacés inférieurs et moyens en faciès noir (sommet Obcioarei et Valea Jghiabului). Au Nord a lieu une réduction graduelle du rebour Găineşti-Vama, et simultanément l'anticlinal Ciumîrna réapparaît à la surface avec de nouveaux éléments stratigraphiques, éocènes et oligocènes. L'anticlinal continue le long de Valea Moldovița.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL MIOCENULUI ŞI PLIOCENULUI DIN REGIUNEA CISLĂU—SALCIA—LAPOŞ

DE

NICOLESCU ST. MAURICIU

Regiunea care face obiectul studiului de faţă este cuprinsă între Valea Bîsca Chiojdului la nord, valea Vereşului, valea Trenului pînă la Chiojdeanca în vest, iar la sud o linie ce merge din Chiojdeanca la Lapoş—Brădeanca, la est o linie din Brădeanca la Predeşti în valea Buzăului. Cu toate că mai multe studii (9, 10, 11, 37, 49, 51, 54, 63) cuprind şi această regiune, problemele stratigrafice nu au fost epuizate. Pentru rezolvarea acestor probleme, odată cu studiul de ansamblu al regiunii, pe văile cele mai bine deschise, am colectat probe din metru în metru pentru studiul micropaleontologic. Pentru Sarmaţian cît şi pentru ceea ce s-a considerat ca Tortonian luarea de probe a fost şi mai detailată. Fauna din gipsuri a fost revăzută de E. Jekelius.

Înaintînd pe valea Buzăului, după ce se străbate marginea cîmpiei, deodată încep să apară primele ridicături, ale Cîndeştilor, apoi Berca, pe care apa Buzăului le-a tăiat adînc, dîndu-ne posibilitatea studierii depozitelor pliocene. Cu cît se înaintează către nord-vest cu atît Buzăul taie mai adînc depozitele mai vechi anume depozitele sarmatice din Măgura Vipereşti, ca apoi să ajungă la Cislău în marginea regiunii. În regiune se pătrunde şi pe şoseaua Mizil—Scărişoara—Cislău, după ce se străbate lanţul Istriţei unde se situează punctul cel mai înalt din cele care străjuiesc cîmpia. Dealurile ating înălţimea maximă de 689 metri în P. T. Salcia, culme care străjuieşte valea largă a Bîscei Chiojdului. Apele care străbat regiunea aparţin bazinului hidrografic al Buzăului, în special cele din est, restul apelor aparţinînd bazinului hidrografic al Prahovei, valea Cricovului fiind aceea care le adună şi le duce mai departe. Mişcările de ridicare din timpul Pleistocenului au făcut ca rîurile să-şi deplaseze cursul spre est, lucru uşor de remarcat prin faptul că terasele vestice sînt cele mai bine păstrate iar terasele estice sînt erodate complet uneori, iar alteori se văd numai resturi din ele. Datorită teraselor se poate deduce că actuala reţea hidrografică şi-a început ciclul său de eroziune după Pliocen. Mişcările de ridicare ale Carpaţilor au dat loc la trei cicluri de eroziune prezentate prin trei nivele de terase.

Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIA

Formațiile geologice care iau parte la alcătuirea regiunei Cislău—Salcia—Lapoș aparțin Miocenului și Pliocenului.

MIOCENUL

Existența etajelor inferioare ale Miocenului — Burdigalian — Helvețian — nu a putut fi constatată în zonă. Observațiile bazate pe prezența macro- și microfaunei au permis identificarea Formației cu sare, a Tortonianului, Burdigalianului și Sarmațianului.

FORMAȚIA CU SARE

L. Mrazec și W. Teisseyre 1902 (21, 38, 41, 42, 43) consideră «Sarea de la Salcia de vîrstă miocenă », și anume făcînd parte din acea formație care se întinde ca o zonă de lățime foarte variabilă de-a lungul arcului Carpatic, din Galiția și pînă în Oltenia și care reprezintă Schlierul geologilor austriaci, paralelizat cu formația saliferă subcarpatică sau miocenă.

D. M. Preda 1921 (48, 49) spune: « Unele argumente pe care le-am adus pentru o vîrstă a sării mai veche decît Paleogenul, au suferit obiecțiuni foarte serioase, și s-au adus argumente noi pentru vîrsta mediterană a ei ». Totuși pînă nu se va cunoaște îndeajuns de clar mecanismul prin care masivele de sare străbat formațiunile geologice fie paleogene, fie mio-pliocene, nu ne putem fixa asupra vîrstei sării, de aceea am tratat formațiunile miocene dovedite ca atare deosebit de masivele de sare.

În anul 1928 A. Pustowka (55) consideră tot ceea ce am descris mai jos ca « Formație cu sare » fiind conglomerate de vîrstă burdigaliană. În anul 1935 M. G. Filipescu (17, 18), consideră « Sarea de vîrstă aquitaniană ». După acest autor Aquitanianul din pînzele acoperitoare nu conține sare, deoarece ea a fost spălată și distrusă de agenții atmosferici. În Aquitanianul din autohton se găsește sare pentru că pînzele acoperitoare au permis conservarea ei. În același timp M. G. Filipescu separă două categorii de masive de sare; unele în care se găsește material exotic iar altele din care lipsește materialul exotic.

Gr. Popescu și F. Olteanu (47) în anul 1943, bazați pe observațiile de teren făcute în valea Buzăului și valea Slănicului arată că marnele albe cu Globigerine asociate tufurilor sînt de vîrstă tortoniană, și că brecia cu sare este orizontul imediat superior al Tortonianului care stă peste tufuri. Astfel ei au reluat și argumentat vechea teorie a lui Sava Athanasiu (4, 5) și anume că sarea este de vîrstă tortoniană.

Prin « Formația cu sare » noi înțelegem sarea gemă și brecia sării.

Descrierea petrografică a masivului de sare de la Salcia. La sud de satul Salcia, pe drumul ce merge din Salcia la Sîngerul apare la zi « Sarea de la Salcia » tăiată

Institutul Geologic al României

de pîrîul cu acelaşi nume. Venind dinspre nord către sud, găsim depozite meotice răsturnate, partea cea mai de jos fiind formată din gresii tari cu *Unio* şi *Theodoxus*, gresii ce vin în contact cu brecia sării (fig. 1) Aşa cum se prezintă masivul poate fi divizat în trei părţi distincte:

a) Partea care se găseşte sub Meoţian este formată dintr-o pastă argiloasă-marnoasă, albăstruie-negricioasă, în care se pot vedea intercalate strate formate din materiale colţurate rar rotunjite, ca nişte pietrişuri cu diametru pînă la 0,10 m. Pietrişurile sînt constituite din granit, micaşist, cuarţ, calcar, roci verzi şi gips. Înclinarea acestui nivel este de cca 60° către Sud. Probele recoltate pentru studiul foraminiferelor din metru în metru spălate şi studiate la binocular au arătat o totală lipsă de faună.

b) Urmează un pachet de strate, cu aspect de Oligocen, gros de 15,40 m, astfel format:

1 m argilă brun-negricioasă, cenuşie, în care se văd fragmente de roci cristaline, gresii, calcare, peste care se găseşte 1 m nisip cenuşiu-alburiu, care la partea superioară are o crustă cimentată, apoi 0,65 m argilă negricioasă cu rozete de gips şi izvoare sulfuroase.

1,65 m argilă negricioasă, alternînd cu nisip fin, slab calcaros, bogat în muscovit, şi în eflorescenţe gălbui-portocalii de sulf.

Peste această argilă urmează 4,20 m de nisip alburiu fin şi gresii conglomeratice cu intercalaţii de argile negre cu eflorescenţe portocalii-gălbui de sulf. Privit îndeaproape se constată că pachetul gros este format din fragmente rotunjite de gresie de Kliva, care ating dimensiuni între 0,05—0,15 m şi sînt foarte bine cimentate. Demn de relevat este faptul că fragmentele mai voluminoase se găsesc la partea superioară a stratului, iar cele mai mici la partea inferioară.

Urmează 0,85 m argilă neagră tare, cu miros puternic de gaze.

1,20 m gresie silicioasă, cenuşie deschisă, cu intercalaţii subţiri de argilă negricioasă, cu miros de gaze.

Urmează o intercalaţie de 0,80 m de argilă neagră, cu oglinzi de fricţiune.



Fig. 1 — Contactul dintre formaţia sării şi Meotian la Salcia.

Institutul Geologic al României

Peste aceasta se găsește un strat gros de 1 m format dintr-un material alb cu aspect tufaceu; privit îndeaproape se vede că este format din mici fragmente.

3,05 m constituiți din argile cenușii cu subțiri intercalații imbibate cu țiței de gresie silicioasă.

Peste acestea urmează circa 150 m formați din brecie și sare. Brecia este constituită dintr-o pastă argiloasă-marnoasă sărată, de culoare negricioasă, albăstruie, cenușie închis în care se găsesc intercalate fragmente de roci verzi, șisturi cristaline, granit, micașist, gnais ocular, cuarțite, cuarț, gresii, blocuri de calcar tithonic. Rocile care se găsesc în această pastă marno-argiloasă sînt rotunjite, deosebindu-se de cele care se găsesc în primul pachet, nu numai prin faptul că sînt cu mult mai mari, dar și culoarea pastei este diferită, acea din « *a* » avînd o culoare cenușie deschisă pe cînd acea din « *c* » este de culoare negricioasă închisă. Sarea și brecia ei, în partea sudică, vine în contact cu calcare sarmatice cu *Mactra* cf. *eichwaldi*.

După cum am spus mai sus fragmentele de roci care se găsesc în brecia sării sînt rotunjite, fapt care dovedește că ele n-au fost aduse în spinarea sării pe cale tectonică, ci au o origină sedimentară, fapt de altfel remarcat și de D. M. PREDA (49). Din complexul descris au fost recoltate 40 de probe, care s-au dovedit a fi complet sterile din punct de vedere microfaunistic.

Observațiile de mai sus nu ne oferă date valabile pentru determinarea vîrstei masivului de sare, totuși bazați pe observațiile din sondajele de petrol, sarea se găsește interstratificată sub orizontul roșu al Miocenului în regiunile: Cîmpina, Gura Ocniței, Teiș, Lăculețe, Suța Seacă. Acolo unde contactul între sare și depozitele înconjurătoare este diapir, nu se poate stabili vîrsta formației de sare, decît prin comparație cu alte regiuni.

TORTONIANUL

Regiunea studiată este cu totul improprie pentru stabilirea unui profil stratigrafic al acelor depozite, care se găsesc sub marnele și tufurile albe cu Globigerine, pentru că ele apar numai pe întinderi mici și sînt totdeauna foarte frămîntate. Oarecari indicații pentru partea terminală a lor o găsim la fundul pîrîului Lapoș. Acolo apar marne argiloase, bine stratificate, fin micacee cu o grosime de aproximativ 50 m. La baza lor stă un banc gros de mai mulți metri de tuf dacitic sub care se găsește, la cca 100 m mai jos, un nivel de argile verzui cu gipsuri. Ce urmează sub acest nivel nu se poate preciza.

Primul care menționează prezența Tortonianului în regiune a fost L. MRAZEC (41, 42) care atribuie gipsurile fosilifere, fie Sarmațianului, fie Tortonianului, iar tufurile le consideră de vîrstă tortoniană. D. M. PREDA (48, 49), consideră gipsurile și tufurile de vîrstă helvețiană, deoarece suportă în multe locuri Tortonianul fosilifer. A. PUSTOWKA (54) consideră gipsurile și tufurile ca aparținînd saliferului. M. G. FILIPESCU (18) consideră gipsurile care apar în valea Buzăului, lîngă Cislău ca aparți-

Institutul Geologic al României

nînd Helveţianului. În anul 1943 Gr. Popescu şi F. Olteanu, bazaţi pe observaţiile de teren dintre valea Teleajenului şi valea Slănicului Buzău, consideră tufurile cu globigerine de vîrstă tortoniană inferioară. În tufurile din valea Slănicului O. Bolgiu (7) găseşte în 1945 o faună net tortoniană. M. St. Nicolescu (46) în 1949 recoltează din marnele albe cu Globigerine, din Dealul Sofîcu speciile: *Pecten duedecilamelatus* şi *Lucina miocaenica*, forme care în Bazinul Vienei sînt cunoscute în Tortonian.

Descrierea petrografică şi paleontologică. În regiunea studiată de noi, mai bine deschis şi dezvoltat, Tortonianul se găseşte la Salcia pe valea Oancei. În cele ce urmează

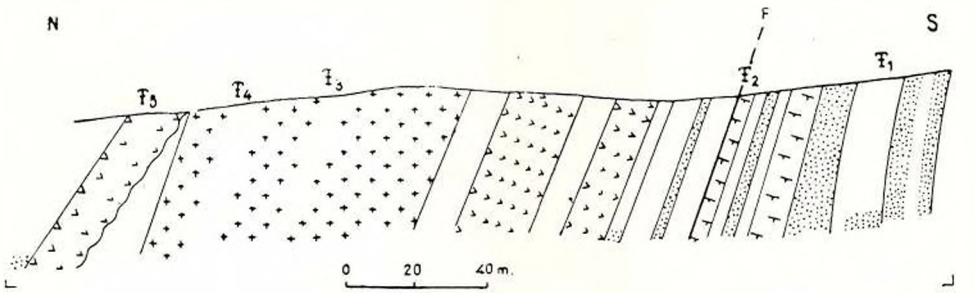


Fig. 2 — Rîpa la Spoială.

vom face o descriere exactă a profilului numit « Rîpa la Spoială » unde Tortonianul vine în contact anormal spre sud cu Meoţianul, iar la partea superioară suportă Volhynianul. Atît vîrsta depozitelor meoţiene cît şi a celor sarmaţiene a fost stabilită pe baze paleontologice. După cum am spus, contactul între Tortonian şi Meoţian apare ca un contact tectonic. În profilul « Rîpa la Spoială », (fig. 2) se pot observa depozitele fosilifere ale Meoţianului F 1 şi F 2.

În contact cu depozitele grezo-nisipoase ale Meoţianului vin 6 m de marnă cenuşie-albăstruie, plastică cu numeroase oglinzi de fricţiune, peste care se aşază 2 m de nisipuri fine cenuşii-alburii. Urmează 12 m de marnă cenuşie slab micaferă, peste care se aşază 12 m de gipsuri albe, depuse în strate subţiri de 4—5 cm grosime, separate prin intercalaţiuni milimetrice de marne cenuşii frămîntate cu oglinzi de fricţiune; 8 m de marnă cenuşie nisipoasă; apoi 20 m de gipsuri albe, pătate roşcat, depuse în strate subţiri de 4—5 cm alternînd cu marne cenuşii. Peste gipsuri se aşază 10 m de marne albăstrui plastice.

Urmează 30 m tufuri dacitice, albe; 3 m de marne albe F 3, în care se găsesc *Orbulina universa* şi *Globigerina*; 13 m de tufuri albe; 2 m de marne cu *Orbulina universa* şi Globigerine, 10 m de tufuri. Peste depozitele descrise mai sus urmează discordant depozite sarmaţiene.

Studiul microscopic al tufului atît de la Rîpa la Spoială Salcia, cît şi de la Lapoş, ne arată că este vorba de un tuf dacitic format din fragmente neregulate, caracteristice, de sticlă, constituind partea cea mai mare din rocă (este mai mult un pechstein). Frapantă este lipsa mineralelor colorate. Se văd rare cristale, puţin negricioase, de biotit şi un plagioclaz care roteşte planul luminei polarizate cu 25°—29°,

Institutul Geologic al României

plagioclaz caracteristic care se găseşte mai ales în tuful dacitic. În general se văd fragmente de cuarţ, sticle, resturi de foraminifere, Globigerine, Orbuline. Prezenţa fosilelor indică că depunerea cenuşei a avut loc în apă.

Orizontul cu Spirialis. Peste marnele albe şi tufurile dacitice cu Globigerine şi Orbuline, se găseşte în valea Oancei la nord de satul Salcia, la Nucet sau pe pîrîul Lapoş, un pachet de marne verzui fine, cu intercalaţii peliculare de nisip fin în care am găsit *Spirialis nucleatus* ZHIZ. Atribuirea vîrstei tortoniene acestui orizont s-a făcut prin analogie cu regiunile unde el apare bine şi total dezvoltat, cruţat de eroziunea presarmatică. (25, 26, 27, 75).

La nord de Pătîrlagele (37), la fundul văii Muscelului, se găseşte un profil foarte bine deschis de la Oligocen la Sarmaţian. Peste gipsurile inferioare-aquitaniene urmează un pachet marno-nisipos, peste care stau nisipuri şi marne nisipoase de culoare roşiatică. Nisipurile pe alocuri sînt presate, încît apar ca nişte gresii, atingînd grosimi de 3 m. Depozitele roşiatice suportă un gips alburiu zaharoid. Peste orizontul acesta roşiatic se găsesc depozite cenuşii formate din marne, gipsuri şi tufuri. În tufuri au fost găsite fosile care arată vîrsta cert tortoniană (46).

Peste marnele albe şi tufuri, se găsesc marne cenuşii-ciocolatii, verzui, cu intercalaţii fine de nisip în care apare *Spirialis* apoi un pachet marnos olive-verzui cu: *Heliastraea conica* REUSS, *Turritella bicarinata* EICHW., *Corbula gibba* OLIVI, *Ostrea* sp. *Conus* sp., *Cerithium* sp., apoi o gresie microconglomeratică cu resturi sfărîmate de lamelibranchiate şi gasteropode, peste care se află un nou orizont marnos cu: *Heliastraea conica* REUSS, *Corbula gibba* OLIVI, *Turritella bicarinata* EICHW., *Conus* sp., *Spirialis* sp. (25, 37). La partea cu totul superioară apar marne cenuşii-albăstrui cu intercalaţii fine de nisip alb. Depozitele Tortonianului pot fi astfel divizate:

Orizontul inferior { roşiatic / cenuşiu }

Orizontul superior { marne albe cu Globigerine / marne cu macrofaună }

Compararea profilului de la fundul văii Muscelului cu ceea ce apare în regiunea Salcia—Rudari—Lapoş, ne arată că numai partea superioară a Tortonianului este bine deschisă, adică orizontul superior, marne albe şi tufuri cu Globigerine şi o parte din marnele cu macrofaună. Indicaţii pentru orizontul inferior nu apar decît la fundul pîrîului Lapoş, unde se găsesc argile stratificate fin micacee avînd la bază un tuf dacitic, iar la cca 100 m mai jos gipsuri.

Concluziuni. Depresiunea getică şi subcarpatică, suferind o adîncire, la finele Helveţianului, provocată desigur de o scufundare regională, evidenţiată mai ales pe marginile platformelor limitrofe de la est şi sud, face ca apele mării miocene să-şi reia legăturile cu Mediterana centrală, reapărînd o faună tipic marină. Odată terminat

Institutul Geologic al României

ciclul de sedimentare tortonian, urmează o nouă fază continentală, în care timp depozitele sînt puternic denudate rămînînd ici, colo, resturi scăpate eroziunii.

Datorită faptului că orizontul inferior este în general sărac în fosile, iar forme care să arate vîrsta tortoniană n-au fost găsite decît în ultimii ani, majoritatea geologilor l-au considerat, pe supoziţii stratigrafice, ca reprezentînd Helveţianul (10, 11, 34, 37, 40, 50, 51, 52, 53, 54, 55).

BUGLOVIAN–SARMATIAN

Odată cu sfîrşitul Tortonianului marin, începe o nouă mişcare de ridicare, mişcare care a făcut ca marea ce acoperea partea de sud a Europei şi care se întindea departe în răsărit pînă în bazinul mării Aral, să piardă legătura cu marea Mediterană, din care cauză începe a se îndulci treptat devenind cu timpul o apă salmastră, îndulcire datorată aportului de apă dulce adus de rîurile de pe continent.

Odată realizat un echilibru între evaporare şi aportul de apă dulce, apare o faună adaptată la noile condiţii de salinitate cu variaţia inerentă a faciesurilor. Aceasta ar fi prima faună sarmatică tipică. În regiunea studiată de noi se constată că Sarmaţianul este dezvoltat sub 2 faciesuri, un facies marno-nisipos, dezvoltat la nord de o linie ce trece pe la Cislău—Salcia—Apostolache, ocupînd partea de nord-est a regiunii; un facies grezo-calcaros la sud de aceeaşi linie ocupînd teritoriul sudic de la Apostolache—Rudari—Lapoş, întinzîndu-se la sud pînă la marginea cîmpiei.

L. Mrazec (42, 43) atribuie gipsurilor fosilifere de la Salcia (în anul 1902) o vîrstă tortonian-sarmaţiană. D. M. Preda (49) atribuie Buglovian-Sarmaţianului o serie de depozite cuprinse între Helveţian, în bază şi depozitele meoţiene la partea superioară. Gipsurile şi tufurile tortonian-bugloviene sînt cartate ca helveţiene, iar în Sarmaţian recunoaşte două faciesuri pe care le consideră sincrone.

În anul 1935 M. G. Filipescu (18), separă în zona estică a regiunii studiate de noi, un facies grezo-conglomeratic în depresiunea Şoimarilor şi un facies lumaşelic dezvoltat mai ales în regiunea Lapoş—Bădila—Pîscov.

Descrierea petrografică şi paleontologică. Pentru o cît mai bună cunoaştere a depozitelor Sarmaţianului vom face descrierea completă a profilului în faciesul marnos-nisipos din Valea Oancei—Rîpa Stînei. În tabloul cu coloane stratigrafice anexăm şi profilul văii Moşoarele. La vest de satul Salcia intrînd pe valea Oancei, afluent pe stînga pîrîului Salcia, apar depozite sarmaţiene, din care s-au recoltat macrofosile şi probe pentru studiul microfaunei, (6, 12, 13, 60, 67, 75) din toată succesiunea depozitelor.

Peste marne verzui-olive groase de cca 50 m cu fine intercalaţii de nisip alb pelicular găsim: *Spirialis nucleatus* Zhiz., *Teinostoma* sp., Miliolide, Otolite.

8 m de marnă albăstruie cu: *Mohrensternia inflata* Andr., *Cibicides lobulatus* d'Orb., *Quinqueloculina sarmatica* Kar., Ostracode, Otolite.

Institutul Geologic al României

4 m marnă verzui-albăstruie cu: *Pseudoamnicola immutata* FRAUNF., *Tornatina lajoncaireana* BAST., *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Articulina sarmatica* KAR., *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

4 m marnă verzui-olive-albăstruie cu' Miliolide frecvente, *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Orbulina universa* D'ORB., Otolite.

4 m marnă verzui-albăstruie cu intercalații peliculare de nisip cu: *Sindesmya reflexa* EICHW., *Elphidium antonianum* D'ORB., *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Cibicides lobatulus* var. *ornata* CUSH. *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Globigerina biloba* D'ORB., *Globigerina triloba* D'ORB., *Globigerina regularis* D'ORB., *Globigerina* sp., Ostracode, Otolite.

4 m marnă verzui-albăstruie cu intercalații peliculare de nisip cu: *Teinostoma* sp., *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Bulimina*, sp., Miliolide.

16 m marnă verzui-albăstruie cu: *Teinostoma* sp., *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Articulina sarmatica* KAR., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Orbulina universa* D'ORB., Ostracode, Otolite.

4 m marnă verzui-albăstruie cu concrețiuni discoidale piritizate.

4 m marnă verzui-albăstruie cu: *Teinostoma* sp., *Rissoina substriata* KOL., Miliolide, *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

4 m marnă verzui-albăstruie cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Otolite.

4 m marnă verzui-albăstruie cu: *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Articulina sarmatica* KAR., *Articulina* sp., Miliolide, Ostracode.

4 m marnă verzui-albăstruie cu: *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Articulina sarmatica* KAR.

4 m marnă verzui-albăstruie cu: *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR. *Articulina sarmatica* KAR., Ostracode, Otolite.

4 m marnă verzuie cu: *Cibicides lobatulus* D'ORB. frecv. *Rotalia beccari* LINNÉ, *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

4 m marnă verzui-albăstruie cu: *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Otolite.

4 m marnă verzui-albăstruie cu: *Cibicides lobatulus* D'ORB. *Quinqueloculina sarmatica* KAR. *Articuluna* sp.

4 m marnă verzui-albăstruie cu *Cibicides lobatulus* D'ORB.

5 m marnă verzui-albăstruie cu: *Teinostoma* sp., *Ervilia trigonula* LASK.

5 m marnă verzui-albăstruie fără faună.

Urmează două strate de gips groase de 10 m separate printr-un strat de marnă verzui-albăstruie gros de 0,20 m cu oglinzi de fricțiune.

Primul strat de gips gros de 4,80 m este de culoare albă, masiv a fost erodat la suprafață prezentîndu-se cu caverne în miniatură. În acest gips se observă părți cristalizate, maclate în fier de lance, făcînd impresia unui mozaic. Stratul al doilea de gips gros de 5 m este un cuib fosilifer extraordinar de bogat, fosilele se găsesc atît în gips cît și pe suprafața lui. Partea inferioară care se așează peste marne este formată dintr-o alternanță de strate subțiri de gips cu marne gipsifere. Prin spargerea blocurilor de gips, se poate observa că în masa gipsului fosilele sînt foarte bine păstrate. Credem că gipsurile sînt formate ulterior din masa rocilor marnoase, rezultînd dintr-un fenomen diagenetic, prin procese care nu sînt bine precizate.

În general prin recristalizare, diageneza ulterioară face ca stratele de gips fibros să se transforme în bancuri de gips cristalizat în cristale mari (prisme monoclinice) mai rar izolate, în general maclate în fier de lance. Fenomenul de gipsifiere a mar-

Institutul Geologic al României

nelor pare să fie unul din cele mai generale forme diagenetice ce se petrece în zona superficială de oxidare şi hidratare a scoarţei. De altfel, sîntem convinşi că multe gipsuri care sînt considerate azi de origină sedimentară, sînt în realitate gipsuri secundare, fapt de altfel observat de noi la Salcia, Chiojdeanca, Vai de El, Dobrota şi Vulcăneşti unde gipsurile sînt fosilifere.

Din gipsuri am determinat următoarea faună:

Cardium poliţioanei JEK.
Cardium pseudosoceni JEK.
Cardium ghergutae JEK.
Cardium sp. 1
Cardium sp. 2
Ervilia podolica EICHW.
Ervilia podolica var. *dissita* EICHW.
Trochus aff. *angulatus* EICHW.
Hydrobia ventrosa MONT.
Pseudoamnicola immutata FRAUNF.
Rissoina substriata KOL.
Mohrensternia nitida KOL.
Mohrensternia inflata ANDRZ.
Mohrensternia pseudoinflata HILB.
Mohrensternia angulata EICHW.
Mohrensternia pseudoangulata poliţioanei JEK.
Tornatina inflexa EICHW.
Tornatina lajonkaireana BAST.
Serpula sp.
Dinte de *Chrysophis*

Peste gipsuri urmează:

8 m de marnă cenuşie-albăstruie cu intercalaţii peliculare de nisip foarte fin alburiu cu: *Mohrensternia inflata* ANDRS., Ostracode, Otolite.

8 m marnă cenuşie cu intercalaţiuni peliculare de nisip foarte fin, alburiu cu: *Hydrobia ventrosa* MONT., *Mohresternia inflata* ANDRS., *Serpula* sp., *Elphidium reginum* D'ORB., *Elphidium imperatrix* BRADY., *Elphidium antonianum* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium rugosum* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Elphidium* sp. 1, *Elphidium* sp. 2, *Nonion granosum* D'ORB., *Vertebralina elongata* D'ORB., *Orbulina universa* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globigerina triloba* D'ORB., *Globigerina regularis* D'ORB., Ostracode, Otolite.

8 m marnă cenuşie-albăstruie cu: *Hydrobia* sp., *Elphidium antonianum* D'ORB., *Orbulina universa* D'ORB., Ostracode.

4 m marnă cenuşie-albăstruie cu: *Orbulina universa* D'ORB., *Gandulina* sp., *Globigerina* sp., Radiolari, Ostracode.

10 m marnă cenuşie-albăstruie, nisipoasă cu: *Cardium* sp., *Cerithium* sp., *Orbulina universa* D'ORB., *Globigerina* sp.

Institutul Geologic al României

10 m marnă cenușie-albăstruie cu Ostracode.

10 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Cardium vindobonense* (PATSCH) LASK., *Elphidium listeri* D'ORB., *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Bulimina* sp., *Bolivina* sp.

10 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Serpula bilaqueata* BOET., *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Cibicides aknerianum* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globigerina regularis* D'ORB.

10 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Cerithium* sp., *Tornatina lajonkaireana* BAST.

10 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Mohrensternia angulata* EICHW., *Tornatina lajonkaireana* BAST., *Modiolus* sp., *Rotalia beccari* frecv. LINNÉ, *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Globigerina bulloides* D'ORB.

10 m marnă verzuie plastică cu: solzi de pește, fragmente sidefoide de *Modiolus*, *Rotalia beccari* LINNÉ, Globigerine.

10 m nisipuri gălbui fine cu intercalații de marne cenușii deschise cu: *Rotalia beccari* LINNÉ, *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode, Otolite.

10 m marnă verzui-cenușie cu pete negricioase cu: *Rotalia beccari* LINNÉ, Otolite.

10 m marnă verzui-cenușie cu pete negricioase fără faună.

10 m marnă verzui-cenușie cu pete negricioase cu Otolite.

10 m marnă verzui-cenușie, nisipoasă, cu fine intercalații de nisip cu Otolite.

8 m marnă verzui-cenușie nisipoasă cu: *Cardium* sp., *Hydrobia* sp.

8 m marnă verzuie plastice cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium antonianum* D'ORB., Otolite.

8 m marnă verzuie plastică cu: *Nonion granosum* D'ORB., Otolite.

8 m marnă verzuie cu: *Pseudoamnicola immutata* FRAUN., *Mohrensternia* sp., *Elphidium* sp. 1, Otolite.

8 m marnă verzuie, cu intercalații milimetrice de gresii cu: *Pseudoamnicola immutata* FRAUN., Fragmente sidefoase, probabil de *Modiolus*, Otolite.

8 m marnă cenușie-albăstruie cu: mici Gasteropode cu cochilia transparentă, *Orbulina universa* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *Quinqueloculina* sp. 1, Otolite.

8 m marnă cenușie-albăstruie cu: mici gasteropode, *Nonion granosum* D'ORB., f. frecv., *Orbulina universa* D'ORB. frecv., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Elphidium* sp., Ostracode, Otolite.

8 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Orbulina universa* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Otolite.

8 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Orbulina universa* D'ORB., Otolite.

0,20 m nisip fin micaceu cu: *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Otolite.

8 m marnă cenușie cu pete negricioase cu: *Cibicides* D'ORB., f. frecv., *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

6 m marnă cenușie cu: *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Otolite.

6 m marnă cenușie cu: *Elphidium discrepans* RSS. *Elphidium* sp. 1, *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Otolite.

6 m marnă cenușie cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Elphidium crispus* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Globigerina triloba* D'ORB., Otolite.

6 m marnă cenușie cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Otolite.

6 m marnă cenușie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

6 m marnă cenușie cu: *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode.

10 m marnă cenușie cu pete negricioase cu: *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Otolite.

6 m marnă cenușie cu: *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode.

6 m marnă cenușie cu: *Quinqueloculina sarmatica* KAR, *Articulina sarmatica* KAR., Otolite.

Institutul Geologic al României

6 m marnă cenușie-albăstruie, nisipoasă cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Elphidium fichtelianum* D'ORB., frecv., *Quinquelaculina sarmatica* KAR.

6 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Cardium fittoni* D'ORB., *Irus naviculatus* R. HOERN., *Cerithium* sp., *Elphidium listeri* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode.

6 m marnă cenușie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode, Otolite.

6 m marnă cenușie nisipoasă cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium* sp. *Quinqueloculina sarmatica* D'ORB.

6 m marnă cenușie-albăstruie, nisipoasă cu: dinte de pește, *Elphidium listeri* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

6 m nisipuri gălbui grezoase cu: *Ervilia podolica* EICHW., *Buccinum pseudoplicatum* SIM. & BARB., *Buccinum iassiense* SIM. & BARB., *Buccinum corbianum* D'ORB., *Cerithium bicostatum* EICHW., *Cerithium mitrale* EICHW., *Cerithium dijunctum* LAW., *Rotalia beccari* LINNÉ, *Elphidium listeri* D'ORB., Otolite.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode, Otolite.

0,20 m argilă albăstruie-cenușie cu: *Rotalia beccari* LINNÉ frecv., *Elphidium listeri* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode, Otolite.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium iosephinum* D'ORB., *Elphidium crispum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode, Otolite.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Hydrobia ventrosa* MONT., *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Globigerina bulloides* D'ORB., Otolite.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB. *Nonion granosum* D'ORB.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Hydrobia ventrosa* MONT., Otolite.

12 m marnă cenușie-albăstruie fără faună.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., Ostracode.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion garnosum* D'ORB.

4 m marnă cenușie-verzuie nisipoasă cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Globigerina bulloides* D'ORB., Ostracode.

5 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium hauerianum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

5 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode.

4 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium* sp. 2.

6 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium* sp. 1, *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

6 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu *Irus naviculatus*(R. HOERN) ANDR., *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globigerina regularis* D'ORB., Ostracode.

6 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă fără faună.

6 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium* sp. 1, *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode.

5 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode.

5 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă fără faună.

5 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Hydrobia ventrosa* MONT., *Elphidium crispum* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

Institutul Geologic al României

4 m marnă cenuşie-albăstruie cu pete negricioase cu: *Elphidium discrepans* Rss., *Nonion granosum* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina triloba* d'Orb.

5 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă fără faună.

4 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Cardium fittoni* d'Orb., *Cardium plicatofittoni* Sinz., *Cardium loweni* Sinz., *Cardium praefischerianum* Kol., *Mactra naviculata* Baily, *Elphidium discrepans* Rss., *Elphidium listeri* Rss., *Nonion granosum* d'Orb., Ostracode.

4 m marnă cenuşie-albăstruie cu pete negricioase cu: *Hydrobia ventrosa* Mont., *Elphidium crispum* d'Orb., *Elphidium antonianum* d'Orb., *Elphidium rugosum* d'Orb., *Elphidium flexuosum* d'Orb., *Elphidium discrepans* Rss., *Nonion granosum* d'Orb., Ostracode, Otolite.

5 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium listeri* d'Orb., *Elphidium discrepans* Rss., *Nonion granosum* d'Orb., Ostracode.

5 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă fără faună.

5 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium listeri* d'Orb., *Elphidium discrepans* Rss., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Nonion granosum* d'Orb., *Quinqueloculina sarmatica* Kar., *Triloculina consobrina* d'Orb., *Cythere asperrima* Rss.

5 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium antonianum* d'Orb., *Elphidium descrepans* Rss., *Elphidium listeri* d'Orb., *Nonion granosum* d'Orb., *Cythere asperrima* Rss.

5 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium* sp. 1, *Elphidium listeri* d'Orb., *Nonion granosum* d'Orb., Ostracode.

5 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium antonianum* d'Orb., *Elphidium crispum* d'Orb., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium listeri* d'Orb., *Elphidium flexosum* d'Orb., *Elphidium* sp. 1, *Nonion granosum* d'Orb., *Quinqueloculina sarmatica* Kar., *Globigerina triloba* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., Ostracode.

5 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Nonion granosum* d'Orb., *Elphidium listeri* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., Ostracode.

5 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Quinqueloculina sarmatica* Kar., *Cythere apserrima* Rss.

4 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Nonion granosum* d'Orb., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium listeri* d'Orb., *Elphidium* sp. 1, *Globigerina triloba* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Triloculina consobrina* d'Orb., *Quinqueloculina sarmatica* Kar., *Cythere asperrima* Rss.

4 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Nonion granosum* d'Orb., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium listeri* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Quinqueloculina sarmatica* Kar.

4 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă fără faună.

4 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium listeri* d'Orb., *Elphidium* sp. 1, *Nonion granosum* d'Orb., *Quinqueloculina sarmatica* Kar., *Triloculina consobrina* d'Orb., *Globigerina triloba* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., Otolite.

Demn de relevat este faptul că în aceste depozite n-au fost găsite cinerite. Pe văile care merg către nord de Nucet, găsim deschise aproape complet depozitele Sarmaţianului, ca şi în valea Oancei. Pe valea Moşoarele de exemplu, sub cele două bancuri de gips cu fosile, se găseşte un orizont marnos gros de cca 30 m sub care se află apoi orizontul cu *Spirialis*, care orizont stă peste marnele albe şi tufurile cu Globigerine şi Orbuline. Peste gipsurile fosilifere se dispun marne cenuşii-albăstrui, marne verzui, cu intercalaţiuni peliculare de nisip, grosimea totală a acestui pachet ar fi de cca 100 m. În această masă de marne se individualizează un prim strat de nisip gros de cca 10 m, urmează apoi un alt pachet gros de cca 2,20—2,30 m, format din marne nisipoase, cenuşii, cenuşii-verzui, în care am găsit:

Institutul Geologic al României

Ervilia podolica EICHW.
Buccinum pseudoplicatum SIM. ET BARB.
Buccinum iassiense SIM ET BARB.
Buccinum corbianum D'ORB.
Cerithium bicostatum EICHW.
Cerithium mitrale EICHW.
Cerithium disjunctus SOW.

Peste nisipurile acestea urmează un pachet marnos, format din marne albăstrui-cenuşii, marne cenuşii albăstrui, nisipoase, cu *Cardium loweni*, NORDM. *Irus naviculatus*. R. HOERN. Din descriere se vede identitatea ce există între depozitele Sarmaţianului, mai ales că am găsit repere sigure, gipsul şi cele 2 nivele nisipoase, dintre care nisipul al doilea foarte fosilifer şi în care apare aceiaşi faună.

În regiunea Rîpa Stînei care se găseşte la est de profilul valea Oancei, am ridicat un profil pentru partea superioară a Sarmaţianului; profilul are numai 160 m, din care am luat 55 de probe pentru studiul microfaunei.

3 m marnă cenuşie-verzui-olive cu: *Hydrobia ventrosa* MONT., *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Cibicides lobatulus* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Globigerina bulloides* D'ORB.

3 m marnă albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB.

3 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Hydrobia ventrose* MONT., Otolite.

9 m marnă cenuşie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., Ostracode.

3 m marnă cenuşie-verzuie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB.

9 m marnă cenuşie-verzui-olive cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB.

3 m marnă cenuşie-verzui-olive cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

6 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

3 m marnă cenuşie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode.

6 m marnă cenuşie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB.

3 m marnă cenuşie-verzuie-olive cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR.

6 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globigerina regularis* D'ORB., Ostracode.

3 m marnă cenuşie-albăstruie cu: *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode.

9 m marnă cenuşie-albăstruie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., Ostracode.

6 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode, Otolite.

6 m marnă cenuşie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

Institutul Geologic al României

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Triloculina consobrina* D'ORB., *Cythere asperrima* RSS.

9 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium antonianum* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Cythere asperrima* RSS.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium antonianum* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium antonianum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

6 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

3 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Hydrobia ventrosa* MONT., *Elphidium crispum* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

3 m marnă verzui-olive cu pete cu: *Elphidium discrepans* RSS., *Nonion granosum* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., *Globigerina triloba* D'ORB.

3 m marnă cenușie-verzui-olive cu: *Globigerina bulloides* D'ORB., Ostracode.

3 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Cardium plicatofittoni* SINZ., *Cardium loweni* SINZ., *Cardium praefischerianum* KOL., *Mactra naviculata* BAILY, *Elphidium discrepans* RSS., *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

3 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Hydrobia ventrosa* MONT., *Elphidium crispum* D'ORB., *Elphidium antonianum* D'ORB., *Elphidium rugosum* D'ORB., *Elphidium flexuosum* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Nonion granosum* D'ORB.

3 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium antonianum* D'ORB. *Elphidium discrepans* RSS., *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

3 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium antonianum* D'ORB., *Elphidium discrepans* RSS., *Elphidium listeri* D'ORB.

3 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

3 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB., Ostracode.

3 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB.

3 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Cythere asperrima* RSS.

3 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., *Globigerina triloba* D'ORB., *Triloculina consobrina* D'ORB., *Quinqueloculina sarmatica* KAR., *Cythere asperrima* RSS.

3 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB.

3 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB.

3 m marnă cenușie-albăstruie cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., *Triloculina consobrina* D'ORB., Otolite.

Atît din punct de vedere litologic cît și faunistic în depozitele sarmatice de la nord de linia Cislău—Salcia—Apostolache se pot separa următoarele zone:

O zonă groasă de cca 50 m formată din marne cenușii-albăstrui, cenușii-verzui, cu intercalațiuni peliculare de nisip cu: *Ervilia trigonula* LASK., *Sindesmya reflexa* EICHW., *Teinostoma* sp., *Rissoina substriata* KOL., *Pseudoamnicola immutata* FRAUN.

Institutul Geologic al României

Un banc foarte caracteristic de gips fosilifer gros de cca 10 m şi care poate fi urmărit pe mai mulţi kilometri, apărînd la Salcia, Nucet, Romîneşti, pe una din văile ce îşi au obîrşia sub P. T. Piatra şi la Vulcăneşti.

Urmează apoi o zonă marno-nisipoasă, cu intercalaţiuni de nisipuri în care se găsesc:

Cardium sp.
Ervilia podolica EICHW.
Mohrensternia sp.
Buccinum pseudoplicatum SIM. ET BARB.
Buccinum iassiense SIM. ET BARB.
Buccinum corbianum D'ORB.
Cerithium bicostatum EICHW.
Cerithium mitrale EICHW.
Cerithium disjunctum SOW.
Tornatina lajonkaireana BAST.
Serpula bilaqueata BOETT.

La partea superioară se găseşte un orizont gros de cca 150 m, format din marne cu:

Cardium fittoni D'ORB.
Cardium loweni NORDM.
Cardium praefischerianum KOL.
Mactra naviculata BENL.
Hydrobia ventrosa MONT.

Studiul microfaunei dă posibilitatea observării următoarelor diviziuni:

a) O zonă inferioară cu *Articulina sarmatica* şi Miliolide.

b) O zonă foarte caracteristică şi tranşantă cu *Elphidium* mari: *Elphidium imperatrix*, *Elphidium reginum*, *Elphidium iosefinum*.

c) O zonă cu *Elphidium aculeatum* şi mai ales caracteristic *Elphidium hauerianum*.

d) La partea superioară se găseşte o zonă cu *Nonion granosum*.

Comparînd apariţia pe verticală a macrofaunei şi microfaunei se constată că zonei « *a* » cu *Ervilia trigonula* etc. îi corespunde zona cu *Articulina* şi Miliolide.

Zonei « *b* » adică zona în care apar gipsurile fosilifere pare a fi lipsită de foraminifere.

Zona « *c* » formată din marne nisipoase şi nisipuri în care apare fauna suscitată, este echivalentă cu zona caracteristică cu specii mari de *Elphidium* şi *Elphidium aculeatum* iar la partea superioară se află şi *Elphidium hauerianum*.

Zona « *d* » este formată din marne în care se găsesc *Cardium loweni*, *Cardium praefischerianum*, avînd corespondent zona cu *Nonion granosum*.

Institutul Geologic al României

Răspîndirea depozitelor marno-nisipoase. Depozitele marno-nisipoase, ocupă teritoriul de la nord de linia Cislău—Salcia—Apostolache, găsindu-se bine dezvoltate la nord-nord-vest de satul Salcia sau pe teritoriul de la nord de comuna Chiojdeanca.

Depozitele faciesului grezo-calcaros se găsesc dezvoltate de la sud de linia Cislău—Salcia—Apostolache, pînă la marginea cîmpiei în cele ce urmează vom face descrierea profilului de la Valea Salcia care începe dela cota 248 mergînd în amunte către satul Salcia.

Peste marnele albe şi tufurile dacitice, care în această regiune au grosimi de mai multe zeci de metri, se află un pachet de marne cenuşii-alburii gros de cca 5—6 m cu intercalaţiuni fine, peliculare de nisip, pe feţele de strat se văd ca nişte mărgele, exemplare piritizate de *Spirialis* (27).

După o lipsă de cca 21 m apare un pachet de marne cenuşii-albăstrui ca *Ervilia trigonula* şi *Teniostoma* sp. ca după o lipsă de cca 26 m să găsim:

30 m marnă cenuşie-albăstruie cu fine intercalaţiuni de nisip alburiu cu: *Mohrensternia angulata* Eichw., *Cibicides lobatulus* d'Orb., Miliolide, Ostracode.

6 m marne cenuşii-verzui cu: *Ervilia podolica* Eichw., *Hydrobia ventrosa* Mont., Miliolide, Ostracode.

6 m marnă cenuşie foarte nisipoasă cu: *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Cardium* sp., *Quinqueoculina sarmatica* Kar., Ostracode.

Lipsă 16 m.

7 m nisip marnos gălbui cu: *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium listeri* d'Orb., Ostracode.

14 m marnă nisipoasă cenuşie cu: *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium crispum* d'Orb., *Quinqueloculina sarmatica* Kar., *Globigerina* sp., Ostracode.

Lipsă cca 36 m.

20 m marne cenuşii-albăstrui cu: *Cardium* sp., *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium* sp., *Quinqueloculina sarmatica* Kar., Ostracode.

20 m nisipuri alburii-cenuşii cu intercalaţiuni de marnă cenuşie cu: *Cardium* sp., *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Elphidium aculeatum* d'Orb.

7 m marnă cenuşie foarte nisipoasă cu: *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Nonion granosum* d'Orb., *Elphidium aculeatum* d'Orb., Ostracode.

9 m marnă cenuşie-albăstruie, verzui-olive cu: *Hydrobia* sp., *Nonion granosum* d'Orb., *Globigerina* sp., Ostracode.

6 m lipsă.

0,30 m gresie cu trovanţi cu Ostracode mici.

8 m marnă alternînd cu nisipuri cenuşii cu bob mare cu: *Elphidium crispum* d'Orb., *Elphidium listeri* d'Orb., *Quinqueloculina sarmatica* Kar.

13 m alternanţe de marne cu nisipuri cu: *Elphidium aculeatum* d'Orb., Ostracode mici.

După o lipsă de cca 11 m apar marne verzui cu: *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium listeri* d'Orb., Ostracode, Otolite.

După o lipsă de cca 30 m apare o gresie oolitică gălbuie cu: *Cardium* sp., *Donax lucidus* Eichw., *Ervilia podolica* Eichw., *Mactra* sp., *Irus vitalianus* Hoern., *Trochus podolicus* Dub., *Hydrobia ventrosa* Mont., *Tornatina lajonkaireana* Bast., *Nonion granosum* d'Orb *Quinquelocubina sarmatica* Kar., Ostracode.

Institutul Geologic al României

Lipsă cca 17 m.

0,60 m gresie oolitică cenuşie foarte dură cu: *Cardium* sp., *Limnocardium timisense* JEK,, *Donax dentiger* EICHW., *Mactra fabreana* D'ORB., *Mactra pallasii* BAILY, *Ervilia podolica* EICHW., *Irus gregarius ponderosus* PARTCH., *Irus vitalianus* HOERN., *Trochus insperatus* KOL., *Trochus podolicus* D'ORB., *Trochus prosiliensis* EICHW., *Hydrobia ventrosa* MONT., *Tornatina lajonkaireana* BAST., *Cerithium* sp., *Buccinum pseudoplicatum* SIM. ET BARB., *Buccinum corbianum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode mici.

2 m nisipuri gălbui cu: *Hydrobia ventrosa* MONT., *Hydrobia* sp., *Nonion granosum* D'ORB. Ostracode.

13 m marnă cenuşie-verzui-albăstruie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB. Ostracode mici.

10 m marnă cenuşie cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., Ostracode.

13 m marnă cenuşie foarte nisipoasă cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB. *Nonion* sp. 1, *Globigerina bulloides* D'ORB., Ostracode.

6 m marnă cenuşie-verzui-olive cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium listeri* D'ORB., Ostracode.

6 m marnă cenuşie foarte nisipoasă cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode mici.

8 m marnă cenuşie cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Globigerina bulloides* D'ORB.

10 m nisipuri grosiere cu: *Nonion granosum* D'ORB., *Elphidium aculeatum* D'ORB., Ostracode.

2 m gresie cenuşie dură cu: *Elphidium aculeatum* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode, Otolite.

Lipsă cca 22 m.

0,60 m pietriş cu Ostracode.

3 m nisipuri gălbui fără faună.

2 m nisipuri marnoase cu: *Elphidium listeri* D'ORB., *Nonion granosum* D'ORB., Ostracode.

8 m gresie silicioasă dură, la partea superioară are: *Mactra podolica* EICHW., *Mactra pallass* BAILY.

4 m gresie-cenuşie la partea superioară calcare organogene cu: *Mactra caspia* EICHW., *Mactra naviculata* BAILY, *Mactra podolica* EICHW.

0,20 m lumaşel calcaros format din: *Mactra naviculata* BAILY.

Lipsă cca 8 m.

1,50 m lumaşel calcaros cu: *Mactra caspia* EICHW., *Mactra naviculata* BAILY.

0,50 m marnă verzuie în care se văd bucăţele de roci verzi cu: *Mactra podolica* EICHW., *Macta naviculata* BAILY.

0,20 m lumaşel format din scoici sfărîmate, din el am scos: *Mactra podolica* EICHW., *Mactra naviculata* BAILY.

Datorită faptului că în depozitele faciesului grezo-calcaros nu s-au găsit deschideri continue, studiul microfaunei, spre deosebire de cel al depozitelor marno-nisipoase, are multe lacune. Un fapt foarte important pentru faciesul grezo-calcaros este sărăcia atît ca număr cît şi ca specii, a microfaunei.

Depozitelor marnoase inferioare cu *Ervilia trigonula* şi Gasteropode mici piritizate, *Tornatina* sp. îi corespunde o zonă cu Miliolide; peste care urmează o serie nisipoasă marno-nisipoasă cu: *Tornatina lajonkaireana*, *Hydrobia ventrosa*, *Hydrobia elongata*, *Mohrensternia*, *Ervilia podolica*, căreia îi corespunde zona cu *Elphidium aculeatum*.

Institutul Geologic al României

Peste seria nisipoasă-marnoasă, se află depozite formate din gresie oolitică cu *Mactra fabreana* care are corespondent zona cu *Nonion granosum*, foraminifer care începe să apară foarte frecvent chiar dela prima gresie oolitică. La partea superioară a acestui orizont, se află un lumaşel format din *Mactra naviculata* şi în această parte tot *Nonion granosum* este foraminiferul caracteristic.

Din descrierea celor două faciesuri se constată că la partea inferioară a Sarmaţianului, găsim depozite marnoase. În aceste depozite apare fauna citată între punctele 1—25 în Valea Oancei şi 1—5 în Valea Salcia, adică:

Cardii mici
Ervilia trigonula Sok.
Ervilia podolica var. *dissita* Eichw.
Syndesmya reflexa Eichw.
Rissoina substriata Kol.
Mohrensternia nitida Kol.
Mohrensternia inflata Andr.
Mohrensternia pseudoinflata Hilber
Mohrensternia angulata Eichw.
Mohrensternia pseudoangulata politioanei Jek.
Trochus af. *angulatus* Eichw.
Hydrobia ventrosa Mont.
Tornatina lajonkaireana Bast.

Laskarev (34) a determinat în Volhynia ca Buglovian un orizont în care se găseşte: *Ervilia trigonula* Sok., *Ervilia podolica* var. *dissita* Eichw., *Corbula gibba* Olivi, *Cardium lithopodolicum* Dub., *Mactra fragilis* var. *buglovensis* Lask., *Trochus* af. *angulatus* Eichw., *Mohrensternia angulata* Eichw., *Mohrensternia inflata* Andr., *Tornatina lajonkaireana* Bast.

Ion Atanasiu (1, 3, 13, 35, 36) a separat ca depozite bugloviene la Bursuc pe Nistru o serie de marne argiloase, marne nisipoase cu: *Mohrensternia angulata* Eichw., *Mohrensternia inflata* Andr., *Cerithium mitrale* Eichw., *Buccinum duplicatum* Sow., *Murex sublavatus* Bast., *Tornatina lajonkaireana* Bast.

Comparînd faunele acestea, ajungem la concluzia că depozitele în care se află fauna sus citată, în regiunea studiată, aparţin Buglovianului.

Limita superioară a acestor depozite este greu de precizat deoarece litologic există asemănare şi continuitate între Buglovian şi Samaţian, totuşi bazaţi pe studiul microfaunei (12—13) am putut distinge un orizont foarte caracteristic cu *Elphidium imperatrix* şi *Elphidium reginum* cantonat la partea terminală a depozitelor cu faună mai sus descrisă şi care forme dispar odată cu macrofaună citată.

Delimitarea depozitelor bugloviene (34, 53) este dificilă şi mai ales subiectivă, deoarece în unele locuri depozitele acestea conţin o faună cu afinităţi mai mult tor-

Institutul Geologic al României

toniene, iar în alte părţi cu afinităţi mai mult sarmaţiene, fapt ce a făcut pe unii cercetători să le considere fie ca aparţinînd Tortonianului, fie ce reprezentînd un subetaj al Sarmaţianului (K. KREJCI-GRAF, H. I. FABIAN) (15). Problema care se pune, dacă Buglovianul trebuie tratat ca etaj independent, este o chestiune care poate fi uşor rezolvată, dacă se ţine seamă mai ales de dezvoltarea pe o zonă cît mai întinsă, cercetările locale nu pot preciza relaţii adevărate. În regiunea Pătîrlagele—Crivineni de la nord se constată că peste depozitele marnoase cu faună bugloviană vin şi se aşează transgresiv depozitele volhyniene, formate în bază din pietrişuri (Muchea Înaltă, Valea Muscelului). În regiunea Cislău—Salcia—Lapoş, nu se observă transgresiunea volhyniană; trecerea de la Buglovian la Sarmaţian se face pe nesimţite. Este posibil că ne găsim aici într-o zonă subneritică, unde Buglovianul se prezintă cu caractere litologice comune cu ale Sarmaţianului. Ţinînd seamă însă de observaţiile din regiunile mai nordice care probabil că se găseau pe soclul continental, noi credem că Buglovianul trebue tratat ca un etaj aparte care se află între Tortonian şi Sarmaţian.

Din descrierea profilelor făcute se constată că depozitele cuprinse între punctul 26—103 în valea Oancei, sau 6—57 în valea Salcia, conţin o faună net sarmatică, problema ce ni se punea era distingerea şi delimitarea subetajelor Sarmaţianului. Studiul amănunţit al profilelor, aşa cum au fost descrise, ne arată că depozitele din valea Oancei, valea Moşoarele, conţin o faună cu: *Cardium vindobonense* PARTCH. LASK., *Donax* sp., *Ervilia podolica* EICHW., *Irus vitalianus* D'ORB., *Trochus* sp., *Hydrobia ventrosa* MONT., *Hydrobia elongata* EICHW., *Tornatina lajonkaireana* BAST., *Tornatina lajonkaireana* var. *grandis* SIM. ET BARB., *Buccinum pseudoplicatum* SIM. ET BARB., *Buccinum iassiense* SIM. ET BARB., *Buccinum corbianum* D'ORB., *Cerithium bicostatum* EICHW., *Cerithium mitrale* EICHW., *Cerithium disjunctum* SOW., *Serpula bilaqueata* BOETTGER. comparabilă cu cea a depozitelor din valea Salcia, descrise şi care cuprinde formele: *Cardium* sp., *Ervilia podolica* EICHW., *Tornatina lajonkaireana* BAST., *Cerithium mitrale* EICHW., *Cerithium disjunctum* EICHW.

Comparînd aceste forme cu cele descrise de ION ATANASIU, (3) în studiul său « Le Sarmatien du Plateau Moldave », de M. KOLESNIKOV (25, 26) în « Sarmatische Mollusken, Paleontologie der U.R.S.S. », de LASKAREW (34) în « Die Faune der Buglowka Schichten in Volhynien » şi de I. SIMIONESCU în (58, 59, 60) « La faune sarmatienne de Roumanie », ajungem la concluzia că depozitele menţionate aparţin sigur Volhynianului.

Depozitele cuprinse în valea Oancei în care se găseşte: *Cardium fittoni* D'ORB., *Cardium plicatofittoni* SINZ., *Cardium loweni* NORDM., *Cardium praefischerianum* KOL., *Mactra naviculata* BAILY., *Irus naviculatus* (R. HOERN) ANDRZ., *Irus gregarius* PARTSCH, *Ervilia podolica* EICHW., *Adeorbis striatosulcatus* SINZ, *Hydrobia elongata* EICHW., *Hydrobia ventrosa* MONT. sau cele cuprinse în valea Salcia şi în care am găsit fauna următoare:

Institutul Geologic al României

Cardium sp.
Limnocardium timisense JEK.
Donax dentiger EICHW.
Donax lucidus EICHW.
Ervilia podolica EICHW
Mactra fabreana D'ORB.
Mactra pallasi BAILY
Mactra caspia EICHW.
Mactra naviculata BAILY
Irus gregarius ponderosus D'ORB.
Irus vitalianus HOERN.
Trochus insperatus KOL.
Trochus podolicus DUB.
Trochus prosiliensis EICHW.
Hydrobia ventrosa MONT.
Hydrobia elongata EICHW.
Tornatina lajonkaireana BAST.
Cerithium sp.
Buccinum pseudoplicatum SIM. ET BARB.
Buccinum corbianum D'ORB.

aparţin desigur Sarmaţianului mediu, Bassarabianului. Depozitele cu faună asemănătoare au fost încadrate de către ION SIMIONESCU cît şi de ION ATANASIU în Bessarabian.

M. KOLESNIKOV (26) atribuie Sarmaţianului superior, adică Kersonianului un orizont cu *Mactra naviculata* BAILY, orizont în care se găsesc asociate şi alte forme de apă sălcie, dar care începe să se adapteze la apă mai îndulcită şi care-l numeşte Orizont de Beschpagir. Este foarte probabil că faciesul calcaros organogen, de la sfîrşitul Sarmaţianului să se fi dezvoltat din ce în ce mai mult către est, probabil în legătură cu ţărmul răsăritean al bazinului de sedimentare unde s-a depus şi Sarmaţianul superior. Nu sîntem de acord cu M. KOLESNIKOV, (25, 26), că orizontul cu *Mactra naviculata* ar aparţine Kersonianului, *Mactra naviculata* nefiind o specie caracteristică din moment ce ea apare încă din Bessarabian, aşa cum însuşi M. KOLESNIKOV o arată. Depozitele în care apar specii ca *Mactra* de tipul *naviculata* corespund nivelului de trecere către Kersonian, adică nivelului de Beschpagir, dar pe care îl considerăm ca aparţinînd încă Bessarabianului.

Răspîndirea depozitelor grezo-calcaroase. Depozitele Sarmaţianului grezo-calcaros se găsesc dezvoltate la sud de linia Cislău—Salcia—Apostolache, ocupînd înălţimile cele mai mari, la Rudari, în Valea Salcia, sau la Lapoş marchează flancurile anticlinalelor.

Institutul Geologic al României

Concluziuni. Separarea depozitelor, care aparţin Buglovianului, Volhynianului şi Bessarabianului, am făcut-o bazîndu-ne mai ales pe macrofaună, deoarece studii care să aibe drept scop paralelizarea macrofaunei cu microfauna nu s-au făcut, încă, fiecare fiind studiată separat. În cadrul studiului de faţă încercăm să facem acest lucru, ajungînd la următoarele concluziuni:

Microfauna depozitelor marno-nisipoase, care a fost determinată ca aparţinînd Buglovianului şi care se găseşte între punctele 2—25, are echivalent, microfauna caracteristică cu: *Articulina sarmatica*, Miliolide, *Elphidium imperatrix* şi *Elphidium reginum*. Microfauna cuprinsă între punctele 26—69, care aparţine Volhynianului are echivalent o microfaună în care apar caracteristic speciile: *Elphidium aculeatum* şi *Elphidium hauerianum* în asociaţie şi cu alte foraminifere.

Macrofauna continuă în depozitele cuprinse între punctele 70—103, aparţine Bessarabianului şi are echivalent zona în care apare *Nonion granosum*, caracteristic, asociat cu formele arătate la fiecare punct în parte. În depozitele grezo-calcaroase, cu toate că macrofaunele sînt oricum diferite totuşi microfauna poate fi asemănată. Găsim în bază un orizont care aparţine Buglovianului în care se găsesc: Miliolide, *Articulina sarmatica* şi *Elphidium reginum*, urmează o zonă mijlocie care aparţine Volhynianului şi care este echivalentă zonei cu *Elphidium aculeatum* ; la partea superioară se găseşte Bessarabianul în care apare specie caracteristică zonă *Nonion granosum*. Comparînd orizonturile stabilite de noi cu acelea stabilite de GRILL (« Stratigrafische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen in Wienner Becken ») constatăm o asemănare foarte mare în ceeace priveşte paralelizarea pe verticală a foraminiferelor, fapt ce se poate observa mult mai bine din tabloul de mai jos:

TABELUL 1

Bazinul Vienei	Salcia Facies marno-nisipos	Rudari—Lapoş Facies grezo-calcaros
Nonion granosum *Rotalia beccari*	*Nonion granosum*	*Nonion granosum*
Elphidium aculeatum *Elphidium hauerianum*	*Elphidium aculeatum* *Elphidium hauerianum*	*Elphidium aculeatum*
Elphidium reginum *Elphidium imperatrix* *Articulina sarmatica*	*Elphidium reginum* *Elphidium imperatrix* *Articulina sarmatica*	*Elphidium reginum* *Elphidium imperatrix* *Articulina sarmatica*

Din descrierile făcute se constată că în regiune găsim depozite marno-nisipoase dezvoltate la nord de linia Cislău—Salcia—Apostolache, iar la sud de acea linie, depozite grezo-calcaroase. Paralelizarea microfaunei şi macrofaunei, ne arată că depozitele

Institutul Geologic al României

sînt de aceeași vîrstă. Variația faciesurilor se explică prin faptul că țărmul mării sarmatice era mai la nord, probabil în regiunea pintenului de Homorîciu, unde apele sarmatice depuneau nisipuri și gresii. Același caracter îl prezintă marea și în regiunea pintenului de Văleni, unde se depuneau tot nisipuri și gresii; acest fel de depozite se depuneau cam pînă unde este azi mijlocul Cuvetei de Șoimari, adică pe la Calvini—Tîrlești—Cărbunești.

În marginea sudică a cuvetei adică în regiunea Cislău—Salcia—Chiojdeanca (fig. 3) și spre vest (Matița—Coada Malului) se depuneau depozite marno-nisipoase,

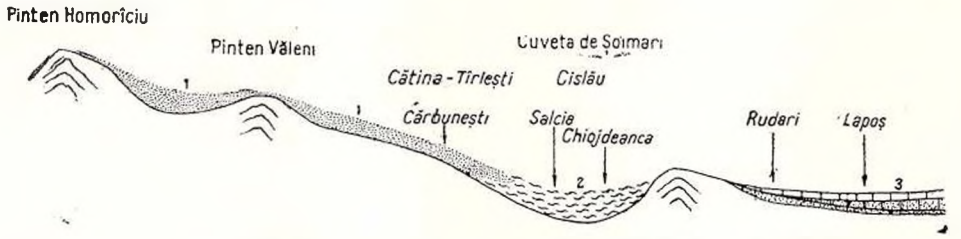


Fig. 3 — Variația de facies a Sarmațianului între Pintenul de Homorîciu și Lapoș.

fapt care arată o mai mare adîncime a mării. La sud de Cislău—Salcia—Chiojdeanca, se depuneau nisipuri, gresii oolitice și calcare organogene. Bazați pe observațiile de teren, cît și pe studiul faunei ajungem la concluzia că depozitele din regiunea studiată sînt sincrone ca facies însă depuse în condiții de sedimentare și bionomice deosebite (tabelul 2).

Depozitele care reprezentau Kersonianul, chiar dacă au fost sedimentate, dacă ținem seamă de faptul că există un orizont de trecere cu *Mactra naviculata* sau « Orizont de Beschpagir », cum îl numește KOLESNIKOV, au fost erodate, fapt foarte probabil deoarece în baza Meoțianului se găsesc depozite cu resturi sfărîmate de fosile și fragmente de roci de vîrstă sarmatică, ceea ce arată că după depunerea Sarmațianului a avut loc o perioadă de exondare.

PLIOCENUL

Bogățiile depozitelor pliocene, au făcut ca Subcarpații să fie cît mai bine cercetați, pentru descoperirea zăcămintelor de țiței și cărbuni pe care le conțin, datorită cărora studiile geologice sînt mai numeroase iar depozitele mai bine cunoscute (7, 8, 9, 10, 11, 14, 15, 16, 19, 20, 22, 45, 54, 56, 57, 63, 66).

MEOȚIANUL

După cum depozitele Miocenului sînt variate ca facies și le-am descris atît pe cele de la nordul liniei Cislău—Salcia—Apostolache, cît și pe cele dela sudul liniei, la fel vom proceda și pentru depozitele Meoțianului.

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Bazinul Vienei	Salcia facies marno-nisipos		Rudari-Lapoș facies grezo-calcaros		
	microfaună	macrofaună	microfaună	macrofaună	
Nonion granosum *Rotalia beccari*	*Nonion granosum*	*Cardium loweni* *Cardium fittoni*	*Nonion granosum*	*Mactra naviculata* *Mactra fabreana*	Bessarabian
Elphidium aculeatum *Elphidium hauerianum*	*Elphidium aculeatum* *Elphidium hauerianum*	*Ervilia podolica* *Irus gregarius* *Tornatina lajonkaireana* *Cerithium bicostatum* *Cerithium mitrale* *Serpula bilaquetta*	*Elphidium aculeatum*	*Ervilia podolica* *Irus gregarius* *Cerithium mitrale* *Cerithium dijunctum*	Volhynian
Elphidium reginum *Elphidium imperatrix* *Articulina sarmatica*	*Elphidium reginum* *Elphidium imperatrix* *Articulina sarmatica*	*Ervilia trigonula* *Ervilia podolica* *Trochus* af. *angulatus* *Mohrensternia angulata* *Mohrensternia nitida* *Mohrensternia inflata*	*Elphidium reginum* *Elphidium imperatris* *Articulina sarmatica*	*Ervilia trigonula* *Mohrensternia* *Tornatina lajonkaireana*	Buglovian
T O R T O N I A N					

Institutul Geologic al României

Meoţianul prezintă în general caractere comune la nord şi la sud de linia Cislău—Salcia—Lapoş, dar în nord are dezvoltat un orizont bazal care lipseşte în sud. Am atribuit acestui etaj depozitele care la nord de linia Cislău—Salcia—Apostolache, au la bază un orizont grezo-nisipos cu *Helix*, iar la sud de această linie, depozite cu *Theodoxus* şi Hydrobii. Limita superioară este marcată de un banc lumaşelic constituit aproape exclusiv din *Congeria novorossica* SINZ. iar la 6—8 m sub el se găseşte totdeauna un nivel cu *Leptodonta rumana* WENZ. Au fost atribuite acestui etaj, de către D. M. PREDA (49) în 1921, depozitele care se aşază transgresiv peste Sarmaţian, iar la partea superioară au un calcar lumaşelic cu *Congeria novorossica* peste care urmează marne cu Cardiacee. M. G. FILIPESCU, în 1935, (18) atribuie Meoţianului depozitele cuprinse între nivelul cu *Congeria novorossica*. la partea superioară, şi nivelul cu *Neritina (Theodoxus) rumana* şi *Congeria subcarinata* DESH. în bază.

Descrierea petrografică şi paleontologică. Pentru mai multă claritate vom face mai întîi descrierea depozitelor de la nord de linia Cislău—Salcia—Apostolache. Profilul cel mai bine deschis şi aproape complet îl găsim în valea Oancei pînă la Ciuha Nemţilor, pentru partea inferioară, adică pînă la orizontul cu Dosinii, partea superioară fiind bine deschisă în valea Vizuinei. După cum am spus, depozitele Meoţianului au în bază o gresie groasă de 0,40 m cu *Helix mrazeci* SEVASTOS.

3,50 m gresie friabilă, nisipoasă cu *Hydrobia vitrella* ŞTEF.

28 m nisipuri gălbui-alburii pe alocuri cimentate.

0,80 m gresie vacuolară dură, gălbuie, oolitică cu *Psilunio subhoernesi* SINZ., *Congeria ramphophora* BRUS., *Theodoxus (Calvertia) ştefănescui* FONT.

12,50 m nisipuri gălbui-alburii cu intercalaţiuni subţiri de marnă cenuşie-nisipoasă.

11 m nisipuri gălbui.

14 m nisipuri alburii cu intercalaţiuni milimetrice de marnă ce desparte stratele de nisip. În aceste nisipuri am găsit fragmente de coaste de mamifer.

15 m nisipuri gălbui, pe acoluri cu concreţiuni grezoase.

1 m gresie vacuolară cu *Theodoxus (Calvertia) ştefănescui* FONT., *Unio subrecurvus* TEISS. *Hydrobia vitrella* ŞTEF.

70 m nisipuri gălbui-alburii, bogate în muscovit, la partea de sus se găsesc resturi de *Unio* rău conservate.

30 m nisipuri alburii-gălbui, cu intercalaţiuni de marnă care separă stratele de nisip.

25 m gresie albuie-gălbuie, cu oolite, avînd cimentul calcaros, în aceste gresii se observă cca 5—6 state cu *Dosinia maeotica* ANDRZ., *Modiolus incrasatus minor* ANDRZ. *Ervilia minuta* SINZ., *Cerithium dijunctum* SINZ.

50 m marne foarte nisipoase alternînd cu nisipuri gălbui foarte fine.

După o lipsă de cca 26 m apar 12 m de marnă cenuşie-albăstruie plastică cu: *Hydrobia vitrella* ŞTEF., *Psilunio subrecurvus* TEISS., *Psilunio subhoernesi* SINZ., *Theodoxus (Calvertia) ştefănescui* FONT.

0,20 m nisip cenuşiu-alburiu cu *Hydrobia vitrella* ŞTEF.

3,80 m marnă cenuşie-albăstruie.

6 m nisip gălbui.

20 m marnă albăstruie plastică cu intercalaţii foarte subţiri de nisip.

Institutul Geologic al României

După o lipsă de cca 23 m se găsesc 4 m nisipuri gălbui, slab marnoase, cu: *Hydrobia vitrella* ȘTEF., *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* FONT.

Urmează o lipsă de cca 50 m după care apar 0,20 m nisipuri cenușii-alburii.

3 m marnă cenușie.

2 m nisipuri cenușii-alburii.

0,20 m grezie cenușie dură.

2 m nisipuri cenușii-alburii.

0,50 m grezie cenușie dură cu *Hydrobia vitrella* STEF.

20 m ma nă cenușie-albăstruie alternînd cu nisipuri gălbui-alburii: *Theodoxus (Calvertia) stefanescui* FONT., *Viviparus moldavicus* WENZ.

0,30 m grezie cenușie dură cu: *Unio* sp., *Hydrobia kelterborni* WENZ., *Hydrobia vitrella* ȘTEF.

3 m nisip gălbui, presat cu *Leptanodonta rumana* WENZ.

2 m marnă cenușie plastică cu *Hydrobia kelterborni* WENZ.

3 m marnă cenușie nisipoasă, cu intercalațiuni fine de nisip cu: *Theodoxus (Calvertia) stefanescui* FONT și *Hydrobia vitrella* ȘTEF.

1 m marnă cenușie cu 3 intercalațiuni formate dintr-un lumașel de *Congeria novorosica* SINZ.

Pe Valea Moșoarele și Rîpa Stînei, versantul sudic al culmii P.T. Salcia—Culmea Chirilei, apar depozitele Meoțianului pînă la orizontul cu *Dosinia*, bine deschise numai pe valea Moșoarele, cît și la Rîpa Stînei. Restul Meoțianului este deschis pe clina nordică a culmei susnumite.

În Valea Moșoarele sau la Rîpa Stînei, în baza Meoțianului apare o gresie groasă de cca 0,40—0,50 m cu: *Psilunio subhoernesi* SINZ., *Congeria ramphophora* BRUS., *Theodoxus (Calvertia) stefanescui* FONT.

50 m apare un alt strat caracteristic, adică o gresie vacuolară cu: *Psilunio subrecuvrus* TEISS., *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* FONT., *Hydrobia vitrella* STEF. apoi apar grezii cu *Dosinia*.

La partea superioară apar strate cenușii fine de marnă cu: *Gabillotia mrazeci* WENZ., *Hydrobia kelterborni* WENZ.

La 6—8 m sub stratele cu *Congeria novorossica* SINZ se găsește un strat de nisip gălbui presat cu *Leptodonta rumana* WENZ.

Meoțianul de la sud de linia Cislău—Salcia—Apostolache, apare foarte bine deschis în sinclinalul de la Rudari—Valea Salcia unde nu este complet dezvoltat.

În sinclinalul Salcia—Rudari, Meoțianul începe prin;

Nisipuri grosiere cu *Congeria* sp., *Theodoxus (Calvertia) stefanescui* FONT.

Marne nisipoase cu *Psilunio subrecurvis* TEISS., *Theodoxus (Calvertia) stefanescui* FONT., *Hydrobia vitrella* STEF.

6 m nisipuri fine gălbui;

22 m marnă cenușie-albăstruie plastică;

4 m nisipuri fine gălbui;

10 m marnă cenușie alternînd cu nisipuri gălbui cu *Modiolus incrassatus minor* ANDRS.

2 m nisipuri cenușii-albăstrui;

16 m alternanțe de marnă cenușie nisipoasă, cu nisipuri grosiere foarte bogate în muscovit.

8 m marnă cenușie foarte nisipoasă cu *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* FONT., *Hydrobia vitrella* STEF.

Institutul Geologic al României

În acest sinclinal nu s-au mai depus depozitele Meoțianului superior, totuși ele pot fi ușor corelate cu cele din anticlinalul Lapoș.

Flancul estic al anticlinalului Lapoș:

2 m nisipuri gălbui, la partea superioară cu o gresie cu: *Unio subrecurvus* Teiss., *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* Font.

3 m marnă nisipoasă cu *Unio subrecurvus* Teiss., *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* Font. *Hydrobia vitrella* Stef.

4 m nisipuri gălbui cu *Hydrobia vitrella* Stef.

16 m nisipuri gălbui slab marnoase cu *Unio subrecurvus* Teiss.

0,50 m gresie vacuolară cu *Congeria ramphophora* Brus. și *Theodoxus (Calvertia) stefanescui* Font.

După o lipsă de cca 66 m apar 3 m de nisipuri;

1 m marnă cenușie-albăstruie plastică,

23 m nisipuri grosiere gălbui cu *Unio subrecurvus* Teiss.

După o lipsă de cca 14 m apar cca 13 m gresii cu *Dosinia maeotica* Andrz., *Ervilia minuta* Sinz., *Modiolus incrasatus minor* Andrz.

Orizontul cu *Dosinia maeotica* Andrz. nu este deschis pe toată grosimea sa stratigrafică, din această cauză el pare mai subțire.

După o lipsă de cca 8 m apar nisipuri gălbui, marnoase, la cca 9 m apare o nouă deschidere groasă de cca 3 m formată din marne nisipoase.

După o lipsă de cca 20 m găsim nisipuri gălbui grosiere, având cca 10 m grosime, urmează cca 1 m marnă cenușie-albăstruie plastică;

4 m nisipuri grosiere gălbui, cu intercalații de marnă albăstruie plastică;

La 16 m apare o nouă deschidere groasă de cca 5 m marnă albăstruie nisipoasă cu intercalații de nisip cu *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* Font.

Lipsă cca 4 m după care se găsește 1,50 m marnă nisipoasă cenușie-albăstruie;

La cca 17 m apare o nouă deschidere cu marne cenușii nisipoase;

După cca 7 m apare 0,50 m nisipuri gălbui fine cu *Unio subatavus* Teiss.

La 4 m mai sus apar 5 m nisipuri gălbui, marnoase, după o lipsă de cca 19 m apare 0,50 m marnă cenușie nisipoasă.

4 marnă cenușie foarte nisipoasă cu *Hydrobia vitrella* Strf., *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* Font.

Lipsă cca 19 m după care se găsește 0,40 m gresie cu *Psilunio subrecurvus* Teiss., *Hydrobia vitrella* Stef.

La cca 33 m apar marne nisipoase cu *Unio* sp., *Hydrobia vitrella* Stef., *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* Font.;

4 m nisipuri gălbui grosiere cu *Psilunio subrecurvus* Teiss., *Unio subatavus* Teiss.

12 m nisipuri marnoase alternînd cu marne nisipoase;

2,50 m nisipuri întărite gălbui cu *Leptodonta rumana* Wrnz.

3 m marnă cenușie foarte nisipoasă cu *Hydrobia vitrella* Stef., *Hydrobia kelterborni* Wenz.

1,50 m marnă cu 3 intercalații de lumașel, format din: *Congeria novorossica* Sinz.

Flancul vestic al anticlinalului Lapoș:

Depozitele Meoțianului, încep cu nisipuri gălbui care la partea superioară au gresie groasă de 0,20 m cu *Unio subatavus* Teiss., *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* Font., *Hydrobia vitrella* Stef.

Nisipuri marnoase cu *Psilunio subrecurvus* Teiss., *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* Font. *Hydrobia vitrella* Stef.

cca 4 m de nisipuri gălbui;

Institutul Geologic al României

11 m marnă nisipoasă cu *Psilunio subrecurvus* TEISS.

10 m nisipuri gălbui cu intercalaţii subţiri de marnă albăstruie care separă stratele de nisip cu: *Theodoxus (Calvertia) ştefănescui* FONT., *Hydrobia vitrella* ŞTEF.

0,20 m gresie vacuolară cu *Congeria ramphophora* BRUS., *Theodoxus (Calvertia) ştefănescui* FONT.

După o lipsă de cca 68 m se găsesc 3 m de nisipuri gălbui, peste care stă 1 m de marnă cenuşie-albăstruie plastică;

Urmează apoi nisipuri gălbui care la partea superioară sînt întărite ca o gresie şi care conţin *Psilunio subrecurvus* TEISS., *Unio subatavus* TEISS., *Theodoxus (Calvertia) ştefănescui* FONT.

După o lipsă de 9 m apare caracteristicul orizont grezos gros de cca 14 m cu *Dosinia maeotica* ANDRZ., *Modiolus incrassatus minor* ANDRZ.

La cca 40 m apar 5 m de marnă albăstruie plastică peste care se aşază 0,80 m nisipuri cenuşii-albăstrui.

1 m marne albăstrui;

2 m nisipuri gălbui cu *Psilunio subrecurvus* TEISS., *Unio subatavus* TEISS.

0,60 m marne albăstrui;

2,20 m nisipuri gălbui cu *Psilunio subrecurvus* TEISS.

Urmează o lipsă de cca 1,50 m după care apare deschis partea cu totul superioară a Meoţianului, formată din 3 m marnă cenuşie foarte nisipoasă cu *Hydrobia kelterborni* WENZ., *Hydrobia vitrella* ŞTEF.

0,50 m marnă cenuşie-albăstruie plastică;

6 m nisipuri gălbui cu *Psilunio subrecurvus* TEISS., *Unio subatavus* TEISS.

2,50 m nisipuri gălbui presate cu *Leptodonta rumana* WENZ.

1,50 m marnă cenuşie-albăstruie plastică.

1 m marnă cenuşie foarte nisipoasă.

2,50 m alternanţă de marne cenuşii cu strate de nisip alburiu.

1,50 m marne cenuşii în care se observă 3 intercalaţiuni de lumaşel format din *Congeria novorossica* SINZ.

Studiul pe verticală a Meoţianului atît de la nord de linia Cislău—Salcia—Apostolache, cît şi la sud de această linie, ne dă posibilitatea corelării aproape perfectă a depozitelor datorită stratelor reper pe care le găsim.

Răspîndirea depozitelor meoţiene. Depozitele Meoţianului ocupă în general culmile cele mai înalte.

Din valea Buzăului, de la Cislău el formează culmea Nicovanului, continuîndu-se cu P.T. Salcia, Culmea Chirilei pînă în valea Chiojdeanca; în regiunea Rudari—Lapoş, depozitele Meoţianului apar bine dezvoltate, gresiile cu *Dosinia maeotica*, fiind acelea care marchează relieful înalt al regiunei.

Concluziuni. În tabela stratigrafică anexată se observă de sus în jos adică de la limita Ponţian—Meoţian următoarele repere caracteristice:

Nivelul cu *Congeria novorossica* care este chiar limita Ponţian—Meoţian;

La 6—8 m sub limita cu *Congeria novorossica* apare constant un banc cu *Leptodonta rumana* WENZ;

La cca 250 m sub limita Ponţian—Meoţian se află orizontul grezos cu *Dosinia maeotica* ANDRZ:

Institutul Geologic al României

La cca 120 m sub orizontul cu *Dosinia maeotica* ANDRZ, se află o gresie vacuolară cu congerii carinate și *Theodoxus (Calvertia) ștefănescui* FONT.;

La cca 50 m mai jos se găsește o gresie oolitică cu Congerii carinate foarte caracteristice.

La nord de linia Cislău—Salcia—Apostolache, Meoțianul are în bază o gresie sau nisipuri cu *Helix*, orizont care nu se află la sud de această linie.

Studiul pe verticală al depozitelor meoțiene, arată că la nord de linia Cislău—Salcia—Apostolache, Meoțianul începe cu depozite continentale, fază care nu a ținut prea mult căci deodată începe a se constata existența unor depozite de apă dulce cu Unionizi, Congerii, *Theodoxus*.

În legătură cu clima de pe continent apele meoțiene încep a se concentra, și apare o faună nouă, de apă salmastră, cu *Dosinia*, *Ervilia*, *Cerithium*. După depunerea acestor depozite probabil că pe continent a avut loc o epocă ploioasă, apele încep a se îndulci devenind slab salmastre găsindu-se iar o faună cu *Unio*, *Theodoxus*, Hydrobii. Apele se îndulcesc și mai mult cu cît ne apropiem de sfîrșitul Meoțianului, așa cum arată prezența faunei de apă dulce cu *Leptodonta rumana*, *Gabillotia*, Hydrobii. Sfîrșitul Meoțianului ne arată că apele încep a se concentra devenind salmastre, în care timp se depun depozite cu *Congeria novorossica*, care fac trecerea către fauna ponțiană. În tabelul 3 se vede sinoptic dezvoltarea pe verticală atît a depozitelor cît și a faunei meoțiene. Descrierea Meoțianului atît de la

TABELUL 3

Linia Cislău—Salcia—Apostolache		Depozite	Faună	Orizont
Nord	Sud			
Congeria novorossica	*Congeria novorossica*	marnoase	salmastră	Oriz. superior Moldavian
Leptodonta	*Leptodonta Gabillotia*	marne nisip	de apă dulce	
Unio, Theodoxus Hydrobia	*Unio, Theodoxus Hydrobia*	nisip marne	slab salmastră	
Dosinia Ervilia	*Dosinia Ervilia*	gresii oolite	salmastră	Oriz. cu *Dosinia* Buzoian
Unio, Theodoxus Congeria	*Unio, Theodoxus Congeria*	nisipoase	de apă dulce	
Helix	—	gresii nisip	continentală	

Institutul Geologic al României

nord cît și de la sud de linia Cislău—Salcia—Apostolache ne dă posibilitatea să constatăm existența transgresiunii meoțiene, cu toate că regiunea studiată are o suprafață restrînsă de cca 200 km². Transgresiunea se remarcă prin faptul că la nord de linia Cislău—Salcia—Apostolache, Meoțianul este mai gros, datorită orizontului cu *Helix* care nu apare la sud. Transgresiunea este însă mult mai ușoară de observat în regiunea Cătina unde depozitele Meoțianului se așază peste depozitele miocene nefosilifere, iar în alte locuri, ca la P.T. Cătina, Salcia, Lapoș, să vină în contact cu orizonturi diferite ale Sarmațianului; în regiuni mai îndepărtate spre vest în valea Teleajenului, Meoțianul vine în contact fie cu Sarmațianul fie cu Tortonianul, iar în valea Telega acopere depozitele Oligocenului. Cu cît mergem spre vest se constată că depozitele Meoțianului se subțiază ne mai depunîndu-se decît o parte, a acestui etaj, ajungînd ca în valea Dîmboviței să aibe grosimea de cca 40—45 m la Pietrari sau 30 m în sondajul de la Voinești (Dîmbovița). Pe alocuri discordanța dintre Meoțian și Sarmațian nu se distinge ușor datorită faptului că depozitele sînt cutate împreună, dînd impresia unei concordanțe (ex: sinclinalul de la Rudari) totuși, studiate și comparate cu atenție, atît orizonturile cît și grosimile ne dau posibilitatea de a observa discordanța.

Din descrierea amănunțită a depozitelor Meoțianului se constată că găsim un orizont inferior nisipos grezos, a cărui parte superioară este marcată de gresii cu *Dossinia*, orizont pe care KREJCI-GRAF (31, 32, 33) l-a numit « Orizont inferior cu *Dossinia* ». Noi credem că acestui orizont inferior i s-ar potrivi bine numele de Buzoian, deoarece în cuprinsul reg. Buzău el are dezvoltarea cea mai mare atingînd grosimi ce variază între 200—250 m. Cu cît ne depărtăm spre est sau spre vest orizontul acesta se subțiază, avînd în valea Telega cîteva zeci de metri, iar în valea Ialomița și Dîmbovița se subțiază mult.

Partea superioară sau subetajul Moldavian, (KREJCI-GRAF) (32, 8) este aceea care marchează cel mai bine aria transgresiunii meoțiene găsindu-se răspîndit mai peste tot, atît pe versantul sudic și în interiorul Subcarpaților, cît și la vest de Prahova. Depozitele Meoțianului acoperă fie Miocenul, Oligocenul fie depozitele mai vechi. Maxima dezvoltare o are acest subetaj tot în cuprinsul reg. Buzău, unde atinge grosimi ce variază între 200—250 m.

PONTIANUL

Prima problemă ce urmează a fi lămurită este acceptarea termenului Pontian; ca atare în cele ce urmează vom face istoricul a ceea ce a fost descris și ceea ce a fost considerat ca Pontian în regiunea studiată și în regiunile învecinate

W. TEISSEYRE (65, 1909 p. 338—347) după ce face un istoric al felului în care a fost divizat Pliocenul de către autorii mai vechi, LE PLAY 1842, ANDRUSOV 1885, SABBA ȘTEFĂNESCU (1897) și SAVA ATHANASIU (1907), ne arată ce trebuie să înțelegem

Institutul Geologic al României

prin etajul pontic « Straturile cu *Congeria rhomboidea* HOERNES » în sensul larg (p. 134), adică strate care sînt echivalente cu calcarul de Odessa și cu stratele de Kamischburun. În tabela II-a, precizează că etajul pontic, *stricto sensu*, este un « facies mixt cu *Valencienessia* » caracterizat prin asocierea a diferite specii din alte faciesuri, precum și prin apariția extrem de abundentă a speciei *Congeria rhomboidea* HOERNES și uneori a speciilor *Congeria rumana* ȘTEF., *Dreissenia rostriformis*, var. *vulgaris* ANDRZ, *Cardium (Phyllicardium) planum* DESH., *Cardium lenzi* HOERNES etc.

În anul 1921, D. M. PREDA (49) atribuie Ponțianului depozite marno-nisipoase cu *Cardium lenzi* HOERNES, *Congeria rhomboidea* HOERNES, *Dreissena corniculata*, *Dreissenomya aperta*, *Valenciennesia* și *Viviparus neumayri*. Mai tîrziu K. KREJCI-GRAF (1929—1930); W. WENZ și K. KREJCI-GRAF (1930—1931) divid Ponțianul (30—31) grosso modo, în sensul diviziunei lui N. ANDRUSSOV (1, 2) (1895) și SABBA ȘTEFĂNESCU (61—62), în « Uterpont » și « Oberpont ». Prin « Unterpont » acești doi autori înțeleg stratele marnoase din bază cu *Paradacna abichi*, *Valenciennius annulatus*, *Congeria rumana* și orizontul nisipos mediu cu *Congeria rhomboidea* (*Rhomboidea*-Schichten) acolo unde sînt dezvoltate. Prin « Oberpont » înțeleg orizontul superior marnos cu *Phyllicardium*, *Prosodacna*, *Valencienessia*.

În 1935 M. G. FILIPESCU atribuie Ponțianului depozitele cuprinse între orizontul cu *Congeria novorossica* la partea inferioară și orizontul cu *Phyllicardium*, *Viviparus achatinoides*, *Dreissena* la partea superioară, separîndu-le în trei orizonturi caracteristice. În 1943, H. I. FABIAN și M. ȘT. NICOLESCU (16, 46) constată că Ponțianul din nordul și estul Munteniei, poate fi divizat din punct de vedere paleontologic, în trei orizonturi: « Orizontul inferior cu *Paradacna abichi*, *Congeria rumana*, *Caladacna steindachneri* », « Orizontul mediu cu *Congeria rhomboidea*, *Viviparus neumayri* și *Monodacna pseudocatillus* », și « Orizontul superior cu *Phyllicardium* ».

Descrierea petrografică și paleontologică. După ce am arătat ceea ce diverși autori înțeleg prin Ponțian, vom face o descriere amănunțită a depozitelor care se găsesc peste Meoțian, adică a depozitelor cuprinse între lumașelul cu *Congeria novorossica* în bază și stratele cu *Phyllicardium* la partea superioară. Pentru cunoașterea cît mai bine a depozitelor ponțiene vom face descrierea profilelor din valea Trestia și valea Vizuinei.

Profilul din Valea Trestia. Peste lumașelul cu *Congeria novorossica* SINZ., de la limita Meoțianului cu Ponțianul, urmează:

6 m de marnă cenușie, deschis, cu aspect sfărîmicios, depusă în bancuri groase pînă la 0,50 m. În aceste strate se găsesc numai Ostracode.

Urmează 10 m de marnă cenușie cu *Paradacna abichi* R. HOERNES.

Apoi alți 10 m de marnă cenușie cu aspect sfărîmicios cu: *Paradacna abichi* R. HOERNES, *Congeria rumana* STEF., *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

cca 40 m marnă cenușie plastică cu *Paradacna abichi* R. HOERNES. *Caladacna steindachneri* BRUSINA. *Congeria rumana* ȘTEF., *Dreissena rostriforma* DESHAYES.

Institutul Geologic al României

16 m marnă cenuşie închis, depusă în bancuri a căror grosime variază între 0,20—0,50 m.

3 m marnă cenuşie compactă fără stratificaţie aparentă cu *Congeria rhomboidea* M. HOERNES.

2 m marnă cenuşie cu *Congeria rhomboidea* M. HOERNES.

10 m marnă cenuşie cu *Congeria rhomboidea* M. HOERNES., *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

5 m marnă cenuşie nisipoasă cu *Caladacna steindachneri* BRUSINA. *Congeria rhomboidea* M. HOERNES, *Prosodacna (Stylodacna) orientalis* ŞTEF., *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

5 m marnă cenuşie cu *Prosodacna (Stylodacna) orientalis* STEF., *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

3 m marnă cenuşie nisipoasă cu *Caladacna steindachneri* BRUSINA, *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COBÎLCESCU, *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

5 m marnă cenuşie rău stratificată cu *Prosodacna (Stylodacna) orientalis* ŞTEF., *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

2 m marnă cenuşie cu *Paradacna abichi* R. HOERNES, *Caladacna steindachneri* BRUSINA, *Congeria rhomboidea* M. HOERNES.

O mare pornitură ascunde vederilor noastre cca 35 m după care urmează:

5 m marnă cenuşie plastică cu *Paradacna abichi* R. HOERNES, *Caladacna steindachneri* BRUSINA.

16 m marnă cenuşie nisipoasă cu *Paradacna abichi* R. HOERNES, *Caladacna steindachneri* BRUSINA, *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COBĂLCESCU, *Congeria rhomboidea* M. HOERNES.

1 m marnă cenuşie foarte nisipoasă cu *Caladacna steindachneri* BRUSINA. *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

Lipsă cca 16 m.

0,50 m nisipuri gălbui cu bobul mare cu *Viviparus neumayeri neumayeri* BRUSINA.

1 m marnă cenuşie nisipoasă cu *Paradachna abichi* R. HOERNES, *Valenciennius annulatus* ROUSSEAU.

7 m marnă cenuşie deschis nisipoasă cu *Viviparus achatinoides* BRUSINA.

2 m marnă cenuşie-albăstruie nisipoasă cu *Caladacna steindachneri* BRUSINA.

4 m marnă cenuşie-albăstruie plastică cu *Paradacna abichi* R. HOERNES.

Lipsă cca 10 m.

8 m marnă cenuşie-albăstruie plastică cu *Paradacna abichi* R. HOERNES.

Lipsă cca 38 m.

9 m marnă cenuşie foarte nisipoasă cu *Caladacna steindachneri* BRUSINA, *Dreissena rostriformis* DESH.

Lipsă cca 35 m.

3 m marnă cenuşie foarte nisipoasă cu intercalaţiuni de nisip cu *Caladacna steindachneri* BRUSINA. *Lithoglyphus* sp.

Lipsă cca 48 m.

6 m marnă cenuşie foarte nisipoasă cu *Paradacna abichi* R. HOERNES. *Lithoglyphus* sp.

4 m nisipuri marnoase fără faună.

9 m marnă cenuşie fără faună.

2 m nisipuri cenuşii-gălbui cu *Prosodacna (Stylodacna) heberti* COB., *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COB.

Lipsă 22 m.

10 m marnă cenuşie-albăstruie foarte nisipoasă cu *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COB.

2 m marnă cenuşie cu *Viviparus neumayeri neumayeri* BRUSINA.

0,50 m nisipuri gălbui grosiere cu *Viviparus neumayeri neumayeri* BRUSINA. *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COB., *Pisidium* sp.

Lipsă 9 m.

3 m nisipuri grosiere cu *Dreissena polymorpha* PALLAS.

Institutul Geologic al României

Lipsă 6 m.

10 m nisipuri gălbui cu *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob.

6 m marnă cenușie cu intercalațiuni de nisip gălbui cu *Valenciennius annulatus* Rousseau.

1,50 m nisipuri gălbui cu *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob.

Lipsă cca 9 m.

30 m marnă cenușie deschis cu intercalațiuni de nisip cu *Viviparus neumayri popescui* Cob., *Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus* Barbot de Marny, *Prosodacna (Stylodacna) sturi* Cob., *Didacna subcarinate* Desh.

25 m nisipuri grosiere, cu intercalațiuni de marnă cenușie.

2 m marnă nisipoasă cu intercalațiuni de nisip cu *Dreissena rimestiensis* Font., *Prosodacna (Stylodacna) orientalis* Ștef.

7 m nisipuri grosiere cu: *Viviparus neumayri popescui* Cob., *Valenciennius annulatus* Rousseau, *Didacna subcarinata subcarinata* Desh.

2 m marnă cenușie foarte nisipoasă.

8 m nisipuri grosiere cu *Viviparus neumayri neumayri* Brusina.

1,50 m marnă nisipoasă cu *Viviparus neumayri neumayri* Brusina, *Prosodacna (Stylodacna heberti* Cob.

2 m nisipuri gălbui cu *Viviparus neumayri neumayri* Brusina, *Phyllicardium planum rumanum* Wenz, *Phyllicardium planum lunae* Voiteşti.

33 m marnă cenușie cu *Phyllicardium planum planum* Desh., *Phyllicardium planum lunae* Voiteşti.

Profilul din Valea Vizuinei. El este deschis continuu lăsînd vizibile aproape toate depozitele Meoțianului, Ponțianului, Dacianului cît și Levantinului inferior. Limita Meoțian — Ponțian a fost stabilită pe baza aceluiași criteriu paleontologic, adică prezența lumașelului cu *Congeria novorossica* Sinz., peste care urmează cca 6 m de marnă lipsită de macrofaună și în care apar numai Ostracode, urmează:

cca 60 m marnă cenușie plastică cu *Paradacna abichi* R. Hoernes, *Caladacna steindachneri* Brusina, *Valenciennius annulatus* Rousseau.

Peste care se află cca 102 m marne cenușii cu *Paradacna abichi* R. Hoernes, *Caladacna steindachneri* Brusina, *Congeria rhomboidea* M. Hoernes. *Valenciennius annulatus* Rousseau.

Lipsă cca 10 m după care urmează marne nisipoase, apoi 0,50 m nisipuri gălbui cu *Viviparus achatinoides* Brusina.

Lipsă cca 26 m după care urmează cca 50 m marnă cenușie cu *Paradacna abichi* R. Hoernes, *Caladacna steindachneri* Brusina, *Dreissena rostriformis* Desh.

25 m marnă cenușie foarte nisipoasă cu *Paradacna abichi* R. Hoernes, *Dreissena rostriformis* Desh.

Lipsă 12 m.

48 m marnă cenușie foarte nisipoasă cu intercalațiuni de nisip cu *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob., *Prosodacna (Stylodacna) sturi* Cob.

Lipsă 10 m.

63 m marnă cenușie alternînd cu nisipuri.

Lipsă 26 m după care urmează 24 m marnă cenușie foarte nisipoasă cu *Dreissena rostriformis* Desh., *Dreissena polymorpha* Pallas, *Didacna subcarinata subcarinata* Desh, *Valenciennius annulatus* Rousseau.

0,50 m nisipuri grosiere cu *Viviparus neumayeri neumayeri* Brussina.

2 m marna cenușie nisipoasă.

Institutul Geologic al României

Lipsă cca 19 m după care apar nisipuri 0,20 m cu: *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob., *Viviparus neumayri neumayri* Brusina.

25 m marne nisipoase alternînd cu nisipuri gălbui, după o altă lipsă de cca 21 m apar marne cenușii cu intercalațiuni de nisipuri gălbui, peste care se așază marne cenușii nisipoase cu *Phyllicardium planum giganteum* Wenz., *Phyllicardium planum rumanun* Wenz.

Răspîndirea depozitelor ponțiene. Depozitele ponțiene vin și se așează concordant peste Meoțian, ele apar pe flancurile anticlinalelor, avînd aceeași dezvoltare ca și Meoțianul, le găsim la Salcia, Rudari, Lapoș, ca o bandă continuă alături de Meoțian. Depozitele ponțiene așa cum au fost descrise în cele 2 profile se găsesc răspîndite atît în regiunea Cislău—Salcia—Lapoș, prezentînd peste tot același caracter care permite divizarea lor în trei orizonturi.

Orizontul inferior format din marne cenușii caracterizat prin *Congeria rumana* Ștef. *Paradacna abichi* R. Hoernes, care apar la cca 6 m deasupra nivelului cu *Congeria novorossica* Sinz. de la limita Ponțian—Meoțian. La cca 20 m deasupra limitei cu Meoțianul începe a apare *Valenciennius annulatus* Rousseau și *Caladacna steindachneri* Brusina.

Orizontul mijlociu format din marne cenușii, marne nisipoase cenușii cu, *Congeria rhomboidea* M. Hoernes, *Paradacna abichi* R. Hoernes. Către partea superioară apar primele nisipuri cu *Viviparus achatinoides* Brusina, ca apoi să găsim o nouă intercalațiune marnoasă cu *Paradacna abichi* R. Hoernes, *Caladacna steindachneri* Brusina, *Valenciennius annulatus* Rousseau.

Orizontul superior format din marne nisipoase și nisipuri în care se găsesc *Valenciennius annulatus* Rousseau, *Monodacna pseudocatillus* Barbot de Marny, *Dreissena rimestiensis* Desh., *Phyllicardium planum planum* Desh., *Phyllicardium planum lunae* Voitești, *Phyllicardium giganteum* Wenz.

În tabloul 4 sînt arătate schematic cele de mai sus.

TABELUL 4

Diviziune	Litologie	Faună	Facies
Superior	Marne Marne-nisipoase	Phyllicardii, Cardii Vivipare, Prosodacne	Salmastru de tip Caspic cu intercalații de apă dulce
Mijlociu	Marne nisipoase	*Congeria rhomboidea* *Paradacna abichi* *Valenciennius*	Salmastru de tip Caspic
Inferior	Marne	*Congeria rumana* *Paradacna abichi*	Salmastru de tip Caspic

Institutul Geologic al României

Problema cea mai dificilă ce mi s-a pus în studiul de față a fost stabilirea limitei Ponțian-Dacian, deoarece către partea lor superioară depozitele ponțiene se aseamănă foarte mult litologic cu acele ale Dacianului.

Studiul amănunțit al faunei ne arată că partea superioară a Ponțianului unde începe să dispară *Viviparus achatinoides* BRUSSINA, *Viviparus neumayri neumayri* BRUSSINA, și să apară *Phyllicardium planum planum*, *Phyllicardium planum lunae*, *Phyllicardium giganteum*, formează un orizont caracteristic reprezentat prin marne nisipoase ce fac trecerea către depozitele nisipoase, marno-nisipoase ale Dacianului cu faună de apă slab sălcie, apoi de apă dulce, făcîndu-și apariția o faună cu Unionizi și Prosodacne.

DACIANUL

Am atribuit Dacianului depozitele care se găsesc așezate peste stratele cu *Phyllicardium*, iar la partea superioară suportă argile negre cărbunoase cu *Helix* și *Planorbis*, depozite care în general conțin o faună de apă îndulcită.

D. M. PREDA (49) atribuie Dacianului depozite reprezentate prin nisipuri și pietrișuri, care la partea superioară au cărbuni, iar ca faună Unionizi și Psilodonți. M. G. FILIPESCU (17—18), consideră ca daciene depozitele care în bază au o gresie corodată, de culoare roșie-brună, iar la partea superioară strate cu lignit și marne cărbunoase cu *Viviparus bifarcinatus*, *Unio*, *Helix*, *Planorbis*.

Descrierea petrografică și paleontologică. Pentru cunoașterea cît mai exactă a Dacianului vom face descrierea depozitelor din valea Trestia și valea Zidului. În valea Trestia, peste marnele nisipoase cu *Phyllicardium*, se găsesc cca 20 m nisipuri gălbui, cu bobul mare, bogate în muscovit, cu intercalațiuni subțiri de marnă nisipoasă, și fragmente sidefoase de *Unio*.

2 m marnă albăstruie, foarte nisipoasă cu *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COB., *Dreissena polymorpha* PALLAS.

38 m nisipuri gălbui, grosiere bogate în muscovit.

1,50 m marnă foarte nisipoasă cenușie-albăstruie cu *Unio rumanus* TOURNOUER.

12 m alternanțe de marne albăstrui foarte nisipoase cu nisipuri gălbui cu *Dreissenomya aperta* DESH.

38 m marnă cenușie-albăstruie foarte nisipoasă, cu intercalațiuni de nisip albăstrui cu *Prosodacna (Stylodacna) heberti* COB., *Dreissenomya aperta* DESH., *Dreissena rimestiensis* FONT.

Lipsă cca 12 m după care apare 0,30 m nisip cenușiu-albăstriu cu *Unio rumanus* TOURNOUER, *Viviparus argesiensis* ȘTEF.

24 m marnă cenușie-albăstruie cu intercalațiuni de nisip, grosimea stratelor variind între 0,10—0,25 m cu *Viviparus neumayri popescui* COB., *Dreissena polymorpha* PALLAS, *Prosodacna (Stylodacna) sturi* COB., *Prosodacna (Stylodacna) serena* ȘTEF.

0,50 m nisipuri gălbui cu *Viviparus neumayri popescui* COB., *Theodoxus licherdopoli scriptus* STEF.

12 m marne cenușii-albăstrui foarte nisipoase.

0,30 m nisipuri grosiere cu *Unio rumanus* TOURNOUER, *Viviparus neumayri popescui* COB., *Hydrobia grandis* COB.

Institutul Geologic al României

18 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu *Prosodacna (Stylodacna) sturi* Cob., *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob.

Lipsă 13 m după care urmează 39 m. marnă cenușie-albăstruie, apoi:

40 m de marnă cenușie-albăstruie foarte nisipoasă, cu intercalațiuni de nisip cenușiu deschis bogat în muscovit. În acest pachet se găsesc fragmente de *Unio*, *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz, *Viviparus argesiensis* Ștef., *Hydrobia grandis* Cob.

40 m alternanță de marne cenușii-albăstrui, cu nisipuri grosiere; în nisipuri am găsit: *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz, *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob., *Prosodacna (Stylodacna orientalis* Stef.

6 m nisipuri grosiere cu *Viviparus argesiensis* Ștef., *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz. *Hydrobia grandis* Cob.

48 m alternanțe de marne cenușii-alburii cu *Prosodacna (Prosodacna) haueri porumbarui* Cob., *Prosodacna (Stylodacna) orientalis* Ștef., *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob., *Hyriopsis krejci* Wenz.

20 m nisipuri grosiere, cu bobul mare cu: *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz, *Viviparus argesiensis* Stef., *Theodoxus licherdopoli scriptus* Ștef., *Unio* sp.

0,40 m marnă cenușie foarte nisipoasă cu: *Hyriopsis krejci* Wenz.

16 m pietrișuri cu sfărămături de cardiacee cu: *Prosodacna (Stylodacna) orientalis* Ștef., *Prosodacna (Prosodacna) haueri haueri* Cob., *Prosodacna (Prosodacna) neumayri euphrosinae* Cob.

Valea Zidului, peste marnele albăstrui-cenușii nisipoase cu *Phyllicardium* apar cca 50 m nisipuri gălbui, cu bobul mare, bogat în muscovit cu intercalațiuni subțiri de marnă nisipoasă cu fragmente sidefoase de *Unio*.

2 m marnă cenușie-albăstruie.

20 m nisipuri gălbui, grosiere, bogate în muscovit.

20 m alternanțe de marne cenușii cu nisipuri gălbui cu *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob., *Dreissenomia aperta* Desh.

10 m nisipuri cenușii-albăstrui cu *Unio rumanus* Tournouer.

8 m marnă cenușie-albăstruie cu intercalațiuni de nisip gălbui cu *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob. *Dreissenomya aperta* Desh.

După o lipsă de cca 11 m apar 7 m marnă cenușie-albăstruie cu *Viviparus neumayri popescui* Cob., *Dreissena polymorpha* Pallas.

La 23 m apar 3 m de nisipuri gălbui grosiere cu fragmente de *Unio*, cca 50 m marnă cenușie-albăstruie nisipoasă cu: *Prosodacna (Stylodacna) heberti* Cob.

Lipsă cca 40 m după care se găsesc nisipuri gălbui cu: *Viviparus argesiensis* Ștef., *Hydrobia grandis* Cob.

32 m marnă cenușie-albăstruie, cu intercalațiuni de nisipuri cu *Viviparus neumayri popescui* Cob., *Dreissena polymorpha* Pallas, *Prosodacna (Stylodacna) sturi* Cob.

36 m alternanțe de marne cenușii-albăstrui cu nisipuri cenușii-alburii cu *Prosodacna (Prosodacna) haueri porumbarui* Cob., *Prosodacna (Stylodacna) orientalis* Ștef., *Prosodacna (Stylodacna heberti* Cob., *Hyriopsis krejci* Wenz.

16 m nisipuri grosiere cu bobul mare cu *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz, *Viviparus argesiensis* Stef., *Hydrobia grandis* Cob.

2 m marnă cenușie cu: *Hyriopsis krejci* Wenz.

După o lipsă de cca 14 m se găsesc 8 m de nisipuri cu *Prosodacna (Prosodacna) orientalis* Stef., *Prosodacna (Prosodacna) neumayri euphrosinae* Cob.

Institutul Geologic al României

Răspîndirea depozitelor daciene. Depozitele Dacianului se găsesc pe flancurile cutelor anticlinale, sau umplînd sinclinalul Salcia. Ele apar bine deschise pe văile care ies de sub P.T. Salcia, sau pe văile adiacente văii Cricovului.

Concluziuni. Depozitele Dacianului așa cum le-am descris în cele 2 profile, aparțin unele cuvetei de Șoimari adică acela din valea Trestia, iar profilul din valea Zidului este caracteristic pentru sinclinalul Rușavățul-Sîngerul.

În general se constată că depozitele din cele două sectoare prezintă asemănare perfectă atît în dezvoltarea lor pe verticală cît și laterală, neexistînd variațiuni de facies. Din punct de vedere litologic cît și faunistic depozitele Dacianului pot fi divizate în două orizonturi. Orizontul inferior este nisipos, marno-nisipos cu faună de apă slab salmastră, partea lui inferioară este aproape total nisipoasă, avînd intercalațiuni subțiri de marnă. Orizontul acesta nisipos, este ceea ce se cunoaște în regiunea petroliferă sub numele de stratul « Dräder ».

Orizontul superior este format din depozite marno-nisipoase, nisipuri grosiere, care conțin o faună de apă dulce.

LEVANTINUL

Am atribuit Levantinului depozitele care la partea inferioară sînt formate din argile și marne negricioase cu *Helix*, iar la partea superioară sînt acoperite de depozitele necutate ale Cuaternarului.

În anul 1921 D. M. Preda, atribuie Levantinului o serie de depozite formate din marne, nisipuri, pietrișuri, care de cele mai multe ori au o stratificație torențială. M. G. Filipescu în 1935, atribuie Levantinului depozitele argilo-marnoase și pietrișurile de Cîndești.

Descrierea petrografică și paleontologică. Levantinul este format din 2 orizonturi bine distincte, un orizont inferior argilos marno-nisipos cu faună de apă dulce și un orizont superior format din pietrișuri, de origină fluvio-torențială (Pietrișuri de Cîndești).

În cele ce urmează vom face descrierea profilului văii Zidului unde Levantinul este foarte bine deschis. Peste pietrișurile cu Psilodonți, se găsesc 10 m argile negricioase, cărbunoase cu *Helix sublutescens* Wenz apoi 85 m marne argiloase negricioase, pătate cu aspect sfărîmicios, în care se găsesc *Helix sublutescens* Wenz, *Planorbis* sp. După o lipsă de cca 20 m apar marne cenușii-albăstrui nisipoase, apoi 100 m marne cenușii-negricioase, pătate cu intercalațiuni rare și subțiri de nisip.

Urmează 60 m alternanțe de nisipuri grosiere cu marne cenușii foarte nisipoase cu fragmente de *Unio*.

Urmează cca 8 m de nisipuri grosiere peste care se așază pietrișuri. Pietrișurile sînt mai mărunte în bază, iar cu cît ne ridicăm mai sus pe scara stratigrafică cu atît ele își măresc volumul, ajungînd să aibe diametrul pînă la 0,20 m adică adevărate bolovănișuri. Materialul din care sînt formate, este provenit din fliș, sau din rocile

Institutul Geologic al României

Mio-Pliocenului, astfel se găsesc bucăți de gresie de Tarcău, de gresie de Kliwa, gresii sarmațiene, miocene, fragmente de cuarț etc.

Pietrișurile acestea sunt echivalente cu cunoscutul orizont al stratelor de Cîndești, prezentînd pe alocuri un caracter net de transgresiune fapt ce se observă mai ales pe marginea cuvetei de Șoimari. Odată cu Levantinul lacul pliocen a fost complet colmatat.

CONCLUZIUNI GENERALE ASUPRA PLIOCENULUI

Mișcările orogenice care au avut loc în timpul și la sfîrșitul Miocenului au făcut ca depozitele Tortonianului și Sarmațianului să fie exondate, iar marea să-și piardă legăturile cu Mediterana, dînd naștere la o serie de lacuri atît de o parte cît și de altă parte a Carpaților: astfel s-a format Lacul Panonic și Lacul Ponto-Caspic, în care s-au acumulat depozitele Pliocenului.

Depozitele Tortonianului cît și Sarmațianului au fost erodate parțial sau total. Datorită mișcărilor care au avut loc în mai tot timpul Pliocenului, zona subcarpatică oscilînd, a dat posibilitatea ca pe alocuri lacul Ponto-Caspic să înainteze și să acopere transgresiv depozitele mai vechi care au scăpat eroziunei premeotice. Marea Ponto-Caspică, devenind un lac închis, apele care veneau de pe continent, au transformat-o într-un lac cu ape dulci, trecînd mai întîi prin diverse faze de salinitate.

Așa dar în timpul Meoțianului, se constată faze care arată la început o îndulcire a apelor, apoi faze de concentrarea apelor, probabil în legătură cu clima uscată de pe continent, în care timp se depun depozitele superioare ale Meoțianului și Ponțianului. În timpul depunerii Ponțianului se observă faze cînd apele se îndulcesc pentru un scurt timp, ca apoi să revină la vechea concentrație. Sub influența apelor de pe continent în timpul Dacianului, apele se îndulcesc din ce în ce mai mult începînd a trăi și a se dezvolta o faună de Unionizi și Vivipare. Apele de pe continent aducînd resturi de vegetale au făcut ca în Dacian să se constituie acumulări de cărbuni. Cu îndulcirea totală a apelor a avut loc umplerea și colmatarea lacului, depunîndu-se pietrișurile fluvio-torențiale de Cîndești. Odată terminat ciclul de sedimentare pliocen, are loc o nouă și puternică orogeneză, afectînd însăși acoperișul levantin care este spart și cutat împreună cu depozite mai vechi.

Din punct de vedere paleontologic, se pot observa în linii mari, trei zone caracteristice pentru Pliocen:

O zonă inferioară corespunzătoare Meoțianului, în care se dezvoltă o faună de ape puțin dulci, în care trăiau Unionizi, Hidrobii, *Theodoxus*;

O zonă mijlocie corespunzătoare Meoțianului superior, Ponțianului și Dacianului inferior, cu o faună salmastră de tip caspic cu Congerii, Cardiacee și *Prosodacna*;

O zonă superioară corespunzătoare Dacianului superior și Levantinului inferior, în care se dezvoltă o faună de ape dulci cu Unionizi și Vivipare (tab. 4).

Institutul Geologic al României

CUATERNARUL

Ciclul de sedimentare al Pliocenului se termină prin umplerea lacului Ponto-Caspic şi mai ales datorită mişcărilor în masă a regiunilor caspice. Cutarea şi exondarea Subcarpaţilor în timpul orogenezei post-pliocene are drept consecinţă reducerea apelor lacului pliocen la nişte resturi de mică întindere pe teritoriul ţării noastre. Uscatul astfel născut începe să fie erodat şi drenat de reţeaua hidrografică preexistentă, începînd a se forma depozitele Cuaternarului reprezentate prin terase. După nivelul ocupat şi natura lor petrografică se disting trei terase. Depozitele cele mai noi sînt reprezentate de pietrişurile şesurilor aluviale.

În regiune nu se găsesc decît terase inferioare. Terasa inferioară este constituită din nisipuri şi pietrişuri grosiere uneori slab cimentate, acoperite cu o pătură de argilă deluvială groasă de 1 m. În valea Bîsca Chiojdului, depozitele terasei inferioare se pot urmări mai bine pe malul drept, începînd puţin mai la est de satul Olari şi pînă la Cislău. În valea Buzăului se poate observa terasa inferioară chiar în cuprinsul comunei Cislău, unde ea este formată din nisipuri şi pietrişuri grosiere, acoperită de depozite diluviale groase de 1 m. La sud de Cislău, la locul denumit Lunca Cislăului, se află terasa inferioară, care se găseşte cu 3—3,50 m deasupra cursului actual al rîului Buzău şi o terasă mijlocie care se află cu 15 m mai sus. Această terasă are o dezvoltare mult mai mare spre vest ajungînd pînă la vreo 3 km depărtare de cursul actual al Buzăului. Faptul acesta arată că rîul Buzău şi-a deplasat în timp cursul către răsărit. Terasa superioară nu se găseşte în această regiune. La nord de Pătîrlagele ea se află la cca 120 m deasupra cursului actual al rîului Buzău, format fiind din pietrişuri bine cimentate, arătînd ca un adevărat conglomerat.

TECTONICA

Înainte de a descrie în detaliu tectonica, credem că este necesar să arătăm ideile geologilor asupra acestei regiuni. Numărul lucrărilor este restrîns şi se datoresc lui L. Mrazec, W. Teisseyre, D. M. Preda, Pustovka şi M. G. Filipescu. Prima lucrare, cu totul generală, a fost publicată de L. Mrazec şi W. Teisseyre în 1902. În 1921 (p. 54, 55) într-o lucrare amănunţită descifrează regiunea mio-pliocenă, a cărei tectonică se datoreşte mai ales sării care a generat o serie de anticlinale şi sinclinale, deosebite mai ales prin caracterul lor diapir. M. G. Filipescu în 1935, arată că tectonica regiunei este rezultatul a două paroxisme orogenice foarte importante, unul post aquitanian şi altul post-pliocen.

Cutele şi faliile longitudinale şi transversale, evidente în harta şi planşa de profile, reprezintă fără îndoială, reacţiuni de suprafaţă a unor fenomene tectonice care, în profunzime ar putea avea un aspect întrucîtva diferit. Admiţînd acest fapt, vom expune întîi constatările făcute de fapt în învelişul superficial şi apoi vom discuta într-un capitol special, care ar putea fi aspectul tectonic al regiunii la un nivel mai adînc.

Institutul Geologic al României

De la nord către sud, găsim următoarele elemente tectonice: anticlinalul Salcia—Chiojdeanca, sinclinalul Salcia, anticlinalul Salcia Sud (sare), sinclinalul Scărişoara—Rudari, anticlinalul Schitul—Rudari—Apostolache Sud, sinclinalul Butuci—Sîngerul, anticlinalul Lapoş.

Anticlinalul Salcia—Chiojdeanca este prelungirea către SSW a cutei Tega. El are direcţia NNE—SSW şi prezintă o falie axială. În porţiunea cuprinsă între Gura Bîscei şi Vîrful Salcia, flancul extern (estic al anticlinalului este ridicat şi împins către vest, încălecînd flancul intern (vestic) care este scufundat. În flancul extern apar la zi depozitele Pliocenului, cît şi ale Sarmaţianului care vin în contact anormal cu depozitele Pliocenului din flancul intern. În porţiunea sud-vestică cuprinsă între P.T. Salcia şi Chiojdeanca, se întîmplă un fenomen total schimbat, flancul intern este acela care încalecă depozitele flancului extern. În flancul intern apar la zi depozite tortoniene, bugloviene şi sarmaţiene, iar în cel extern se observă numai o parte din depozitele superioare ale Meoţianului.

Sinclinalul Salcia are o formă alungită, cuprinsă fiind între cuta Tega—Salcia—Chiojdeanca şi cuta diapiră de la sud de Salcia. Depozitele Dacianului umplu acest sinclinal.

Anticlinalul sud Salcia (sare) este o străpungere diapiră în care formaţia cu sare este reprezentată mai ales prin argile sărate cu blocuri exotice şi sare. Pe lîngă sare, numeroase izvoare sărate şi sulfuroase se văd pe izvorul Bîrdei. Sarea spărgînd acoperişul Mio-Pliocenului flancul intern vine în contact cu depozitele Meoţianului pe care le-a răsturnat, iar în flancul extern sarea vine în contact cu depozitele sarmatice grezo-calcaroase cu Mactre. Spre nord această cută se afundă pe valea izvorului Bîrdei, continuîndu-se ca o cută-falie ce dispare în marele sinclinal Scărişoara—Buda. Către sud-vest masivul se scufundă, depozitele Meoţianului din flancul extern venind în contact anormal atît cu Dacianul cît şi cu Ponţianul.

Sinclinalul Scărişoara—Buda—Rudari, are direcţia NNE—SSW ocupînd un teritoriu foarte mare, în el găsindu-se dezvoltate toate depozitele Pliocenului.

Anticlinalul Schitul—Rudari—Apostolache, cută cunoscută sub numele de anticlinalul Apostolache se prelungeşte spre nord-est pînă dincolo de satul Schitu unde se afundă. În regiunea cuprinsă între valea Salcia şi Schitul se prezintă ca o cută normală, calcarele Sarmaţianului fiind acelea care formează periclinul. Spre sud-vest flancul extern este rupt şi scufundat fapt bine cunoscut pînă la Apostolache—Mîrlogea. În est el se continuă fiind uşor vizibil în valea Salcia ca apoi să se poată urmări înspre est între valea Salcia—valea Cricovului şi pînă la Predeşti în valea Buzăului.

Sinclinalul Butucii—Sîngerul. Direcţia acestui sinclinal este NNE—SSW, axul fiind aproape conform cu direcţia cursului rîului Cricov. Depozitele Levantinului sînt acelea care îi constituie partea superioară.

Anticlinalul Lapoş este un mare element tectonic în axa căruia apar depozite tortoniene iar mai spre nord, la Bădila, apare şi sarea însoţită de blocuri uriaşe de

Institutul Geologic al României

conglomerate poligene și foarte numeroase blocuri exotice în special calcare jurasice. În regiunea Lapoș acest anticlinal este numai aparent simetric, deoarece mai departe spre sud-est el încalecă asupra depresiunii Nișcovului. După direcția stratelor, anticlinalul pare să se închidă la sud de comuna Lapoș. Observăm însă că acest fapt nu se poate constata cu certitudine căci acolo unde el ar trebui să devină vizibil se instalează o mare depresiune umplută cu sedimente cuaternare. Dacă el se închide efectiv, această depresiune ar trebui să corespundă cu o șea prin care ar trece spre vest depresiunea Nișcovului.

Am arătat asemănarea care există între modul de prezentare a depozitelor presarmatiene din diapirul Salcia și cel din nordul cutei Lapoș, de la Bădila, insistînd asupra blocurilor poligene de conglomerate cu elemente verzi. Asemănarea aceasta sugerează că amîndouă aceste accidente tectonice de suprafață ar sta în legătură cu un același fenomen tectonic mai profund, adică o aceeași cordilieră pericarpatică. Acest fapt a fost remarcat și de M. G. FILIPESCU care a dat la iveală încă din 1933 o serie de publicații privind existența unor cordiliere profunde în teritoriul ce se întinde din Polonia și pînă în valea Ialomiței. Acestea s-ar observa mult mai bine pe linia Cislău—Salcia—Apostolache care dacă ar fi efectiv o linie tectonică ar fi de așteptat să separe și sedimente sincrone, întrucîtva diferite ca facies. De fapt acest lucru s-a constatat atît prin variația faciesurilor sarmatice cît și prin existența în plus a unui orizont în Meoțian. Structura tectonică a regiunii se datorește paroxismelor postpliocene.

În afară de problemele stratigrafice ce am avut de studiat, bogățiile subsolului, în special acumulările de țiței, au fost acelea care ne-au preocupat; existența hidrocarburilor făcîndu-se cunoscută mai ales în cuprinsul satului Salcia. La vest de Salcia pe drumul ce merge la Rastu, apar iviri de țiței pe linia de contact dintre Meoțian și Sarmațian; apoi pe Valea Caselor în Meoțian. În jurul masivului de sare de la Salcia apar iviri de țiței în rocile din brecie, iar pe izvorul Bîrdei se observă un fost vulcan de noroi prin care gazele veneau către suprafață.

Dacă ținem seamă de faptul că pentru acumularea zăcămintelor de țiței interesante pentru exploatare, atunci cînd și alte condițiuni sînt îndeplinite, este necesar ca zonele în care se caută petrolul să fie flancate de sinclinale largi care să reprezinte teritorii destul de mari pentru acumulări, putem spune judecînd după tectonica de suprafață, că anticlinalul Tega—Salcia—Chiojdeanca, cuta Schitu Rudari—Apostolache sau cuta Lapoș, sînt acelea care din punctul acesta de vedere prezintă condițiuni favorabile. Deoarece depozitele Pliocenului sînt total deschise aceste cute nu au valoare pentru Meoțian sau Dacian și ca atare interesul este limitat la formațiunile premeoțiene. Pentru meoțian apare interesantă numai regiunea diapirului Salcia.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Andrussow N. Beiträge zur Kenntnis des kaspischen Neogen. *Die Aktschagylschichten Mem. du Com. Geol.* Vol. XV, Petersbourg, 1902.
2. Andrussow N. Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes. *Mem. Soc. de Sc. Bohême.* Prague 1927.
3. Atanasiu Ion. Le Sarmatien du Plateau Moldave. *An. Ac. Rom. Mem. Sect. Științ.* S. III T. XX 5, 1942.
4. Athanasiu S. Clasificarea terenurilor neogene și limita între Miocen și Pliocen. Vol. Jub. P. Poni. București 1916.
5. Atanasiu S. Discuțiuni asupra vîrstei formațiunilor salifere din Romînia *D.S. Inst. Geol. Rom.* 5 București 1916.
6. Barbu V., Dobrescu E. Foraminifere, Byozoare și Ostracode *Bul. Soc. Stud. Nat.* 1939.
7. Bolgiu O. Vîrsta formațiunii cu sare și a breciei în Muntenia și Moldova de Sud, *Sed. Inst. Geol. Rom.* 14 ian. 1944.
8. Bolgiu O. Contribuțiuni la paleontologia Pliocenului și Sarmațianului din Romînia *An. Ac. Rom. Mem. Sec. St.*
9. Botez G. Comunicare preliminară asupra Miocenului din regiunea Păcureți-Matița-Apostolache. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII. 1916.
10. Cobâlcescu Gr. Studii geologice și paleontologice asupra unor tărîmuri terțiare din unele părți ale Romîniei. *Mem. Geol. Școala Milit. Iași* 1883.
11. Cobâlcescu Gr. Über die Geol. Beschaffenheit des Gebirges im Westen und Norden von Buzău. *Verh. der k.u.k. Geol. Reichsanst.* Wien 1885.
12. Cushman J. A monograph of the foraminiferal family Nonionidae. Washington 1939.
13. Eichwald E. Lethaea rossica ou Paleontologie de la Russie III Stuttgart 1853.
14. Fabian H. J. Das Pliozen von Călugăreni-Tătaru in der Muntenia Sudrumänien. *Z.d. deutsch. geol. Ges.* Band 95 H 9/10 Berlin 1943.
15. Fabian H. J. Über das Vorhandensein vor Ober-Sarmat in der östlichen Muntenia. *Z.d. deutsch geol. Ges.* Band. 95 Heft 9/10 Berlin 1943.
16. Fabian H. J., M. Șt. Nicolescu. Ein Pliozän-Teilprofil bei Glodeni (Bezirk Dîmbovița) *Z.d. deutsch. geolog. Ges.* Band. 95 Heft 9/10. Berlin 1943.
17. Filipescu M. G. Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei Jud. Prahova. București 1943.
18. Filipescu M. G. Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic, Bisca mare (Jud. Buzău). *C.R. Inst. Géol. Roum.* Tom. XXIII 1935.
19. Gillet S. Essais de synchronisme du Miocène supérieur et du Pliocène dans l'Europe centrale et orientale. *Bull. Soc. géol. de France.* V sér. III 1933.
20. Gillet S. Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.* V. IV 1943.
21. Grozescu H., Voitești I. P., Preda M. D. Asupra prezenței unei clipe de Paleogen în partea de Răsărit a colinelor din Jud. Prahova. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII (1915–1916).
22. Ionescu-Argetoaia I. P. Contribuțiuni la studiul faunei pliocene din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII 1914.
23. Jekelius E. Fauna neogenă a Rominici. *Mem Inst. Geol. Rom.* Vol. II 1932.
24. Jekelius E. Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. V 1944.
25. Kolesnikov V. P. Sur les Cardiidés de l'étage sarmatique. *Trav. du Musée Géol. Acad. Sc. U.R.S.S.* 1929.

Institutul Geologic al României

26. Kolesnikov V. P. Die sarmatischen Mollusken. Palaeontologie der U.R.S.S. *Ac. d. Wiss.* Leningrad 1935.
27. Kittl E. Über die miozänen Pteropoden von Osterreich-Ungarn. *An. d. k.k. Nat. Hof-Mus.* Wien 1886.
28. Krejci K. G. Beobachtungen an rumänischen Seichtwasserablagerungen I. II *Senkengergiana* Bd. VIII Frank. a. M. 1926.
29. Krejci K. G. Die rumänischen Erdöllagerstätten *Schr. aus den Geb. der Bernn. Geol.* Verlang v. F. Enfe. Stutgart 1929.
30. Krejci K. G., Wenz W. Jungtertiäre Landschnecken aus Sudrumänien N. *Jb. Min. Beil.* 55 B 53—65 Taf. 2 1926.
31. Krejci K. G., Wenz W. Jungertertiäre Landschnecken aus dem Mäot von Năeni-Fintinele (jud. Buzău) und dem Levantin von Perșinari (jud. Buzău) *Cbl. Min.* 1926.
32. Krejci K. G., Wenz W. Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien). *Z. deutsch. geol. Ges.* 83, 65—163 Taf. 1—2, 1931.
33. Krejci K. G., Wenz W. Die gesteine der Rumänischen Erdölgebiete. *Archiv für Lagerstättenforschung* Heft 62 Heraus gegeben von der Preussichen. Geol Landes-Anst. 1936.
34. Laskarew V. Les couches de Bouglov en Volhynie *Mém. Com. Géol.* 1903.
35. Macarovici N. Asupra geologiei Sudului R.S.S. Moldovenești *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII 1929—1930.
36. Macarovici N. Cercetări geologice și paleontologice în sudul R.S.S. Moldovenești. *An. Sc. Univ. Iassy* 1940.
37. Macovei G. Structura geologică a văii Buzăului între Păltineni și Cislău (Jud. Buzău). *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII 1916.
38. Macovei G. Poziția stratigrafică și tectonică a masivelor de sare din Romînia. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII. 1916.
39. Macovei G. Bazinul terțiar de la Bahna. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III 1909.
40. Mateescu St. Cercetări geologice în partea externă a curburei sud-estice a Carpaților romîni (Jud. Rimnicul Sărat). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII 1929.
41. Mrazec L. Despre rocele verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților Romîniei. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, București 1910.
42. Mrazec L., Popescu-Voitești. Communication sur la présence des klippes dans le Flysch carpatique en Roumanie. *C.R. Inst. Geol. Rom.* Vol. III (1911—1912).
43. Mrazec L., Teissvre W. Aperçu géologique sur les gisements de sel de Roumanie. *Monit. du Pétr. Roum.* Vol. III. 1902.
44. Murgoci M. G. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, 1907.
45. Noth R., Krejci K. G. Tektonische Beobachtungen am Deckenrande der Moldau *N. Jarh. f. Min.* B. LXII, 1929.
46. Nicolescu Șt. M. Comunicare asupra Mio-Pliocenului Cătina—Tîrlești—Pătîrlagele SED Inst. Geol. 22 III 1949 DAS Rom. XXXVI 1949.
47. Popescu Gr., Olteanu F. Comunicare asupra vîrstei sării. Inst. Geol. Rom. 1943.
48. Preda D. M. Discuție la legenda hărții geologice *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII. 1919—1920.
49. Preda D. M. Geologia și tectonica părții de Răsărit a Jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, 1921.
50. Protescu O. Cercetări geologice în Jud. Buzău. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* 1915.
51. Protescu O. Structura geologică a regiunei Subcarpaților din partea de sud a Jud. Buzău. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII. 1919—1920. București 1918.
52. Protescu O. Structura geologică a regiunei Buzăului cuprinsă pe foile Beciu-Scheia-Ivănețu. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI. București 1926.

Institutul Geologic al României

DISTRIBUȚIA PE VERTICALA A FAUNEI PLIOCENE DIN REGIUNEA SALCIA-LAPOȘ

MAURICIU NICOLESCU Studiul Miocenului și Pliocenului din Reg. Cislău-Salcia-Lapoș

Helix mrazeci
Congeria ramphophora
Dosinia maeotica
Psilunio subhoernesi
„ subrecurvus
Unio subatavus
Theodoxus ștefanescui
Hydrobia vitrella
Modiolus incrassatus minor
Gabilotia mrazeci
Hydrobia kelterborni
Leptanodonta rumana
Congeria novorossica
„ rumana
„ rhomboidea
Caladacna steindachneri
Paradcna abichi
Dreissena rostriformis
Valenciennius annulatus
Viviparus achatinoides
„ neumayri
Didacna subcarinata
Monodacna pseudocatillus
Dreissena rimestiensis
Phyllicardium planum planum
„ „ lunae
Hydrobia pontilitoris
Prosodacna sturi
„ orientalis
„ heberti
„ haueri
„ serena
Dreissena polymorpha
Viviparus argesiensis
Unio rumanus
Theodoxus licherdopoli scriptus
Melanopsis decollata
Lithoglyphus sp.
Hyriopsis krejci
Viviparus bifarcinatus
Hydrobia grandis
Helix sublutescens

MEOȚIAN | PONTIAN | DACIAN | LEVANTIN

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

MAURICIU ST. NICOLESCU

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
CISLĂU SALCIA LAPOȘ

0 200 400 600 800 1000 m

LEGENDA

- Aluviuni
- Levantin
- Dacian
- Ponțian
- Meoțian
- Sarmațian calcaros
- Sarmațian
- Buglovian
- Tortonian
- Formațiunea cu sare
- Gips
- Tuf
- Isvor sărat
- Falie
- Direcția profilelor

Calvini
Toca
Bîscenii de jos
Bîsca Chiojdului
Olari
Buzău
Cislău
Aninoasa
Scărișoara
Predești
PT Salcia
PT Trenu
Trenu
Rastu
Salcia
Tîrșari
Capul Meluluii
Buda
Schitul Crăciunești
V. Crigovului
Butucii
Lapoșu
I
II
III
IV
V
VI

Impim atel. Inst Geol

Institutul Geologic al României

53. Protescu O. Comunicare preliminară asupra prezenţei etajului Tortonian în regiunea Melicești Jud. Prahova. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, 1912.
54. Pustowka A. Beiträge zur Kenntnis der Tektonik Rumäniens über rumänische Salztonausbruche. *N. Jahrb. f. Min.* Bd. LXI abt. A 317.
55. Rabischon A. Studiu geologic şi petrolifer al regiunei cuprinsă între Pătîrlagele şi Cislău (Jud. Buzău). *Mon. Petr. Roum.* Vol. XXIV.
56. Selagian V. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Şoimari. *D.S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IX (1920—1921).
57. Sevastos R. Limita Sarmaţianului, Meoţianului şi Ponţianului între Siret şi Prut. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IX, 1932.
58. Simionescu I. Contribution à la géologie de la Moldavie. *An. Sc. Univ. de Iassy.* 1903.
59. Simionescu I. La faune sarmatienne et tortonienne de la Moldavie. *An. Sc. Univ. de Iassy* 1903.
60. Simionescu I., Barbu I. Z. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mém. Inst. Géol. Roum.* Vol. III, 1940.
61. Ştefănescu S. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie (Contribution à l'étude des faunes sarmatiques pontiques, etc.). *Mem. Soc. Geol. Fr.* t. VI No. 1, 1896.
62. Ştefănescu S. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie (Contribution à l'étude stratigraphique). Thèse 1897.
63. Teisseyre W. Studii geologice în Buzău. *Bul. Soc. Ing. şi Ind. de Mine.* Vol. I 1897.
64. Teiessyre W. Beiträge zur neogenen Molluskenfauna rumäniens. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, 1907.
65. Teiessyre W. Über die maeotische, pontische und dacische Stufe in den Subkarpathen des österlichen Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, 1909.
66. Teisseyre W. Le phénomène des volcans de boue dans les Carpathes et la loi de migration des hydrocarbures. *Kosmos* T. 49 Lwow 1924.
67. Terquem M. O. Les foraminifères et les Entomostracés-Ostracodes du Pliocène supérieur de l'île de Rhodes. *Mém. de la Soc. Géol. de France.* S. III Tome I 1878.
68. Văscăuţeanu Th. Fauna argilelor sarmatice de la Ungheni. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol XIII 1928.
69. Voiteşti I. P. Asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona Flisului Subcarpaţilor meridionali cu consideraţiuni asupra vechimii saliferului în general. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI 1912.
70. Voiteşti I. P. Elemente de Paleontologie I Nevertebrate Cluj 1928.
71. Voiteşti I. P. Quelques remarques sur l'âge du sel des régions carpathiques. *Bull. Soc. Géol. de France* 4. Vol. XXI, Paris 1921.
72. Voiteşti I. P. Sur l'origine du sel et les rapports tectoniques des massifs de sel avec les gisements de pétrole de Roumanie. *Bull. Soc. Géol. de France* 4. Vol. XXI, Paris 1921.
73. Voiteşti I. P. Evoluţia geologică-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Rev. Muz. Geol. Min Univ. Cluj.* Vol. V, No. 2 1935.
74. Wenz W. Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete *Senkenbergiana* Frankf. a. M. 1942.
75. Zilch A. Zur Fauna des Mittel-Miozäns von Kostej. *Senckenbergiana.* XVI 1934.

Institutul Geologic al României

ИССЛЕДОВАНИЯ МИОЦЕНОВЫХ И ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОБЛАСТИ ЧИСЛЭУ — САЛЧИЯ — ЛЭПУШ

МАУРИЧУ СТ. НИКОЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Исследованная область расположена в субкарпатской зоне будучи заключена между долиной Быска Киождулуй — к северу, Вал. Верешулуй, Вал. Тренулуй — до Киождянки — к западу; между линией Киождянка до Лэпош Брэдяпка — к югу; — линией Брэдянка до Предештьи — долины Бузэулуй, затем между Валя Бузэулуй до места слияния с Быска — Киождулуй. Отложения составляющие эту область принадлежат: соляной формации, тортону, сармату, бугловским слоям, мэеотису, понту, дакийскому и левантинскому ярусам и четвертичному периоду. Под соляной формацией подразумевается каменная соль с седиментационной брекчией. Наблюдения проведённые в нефтяных скважинах выявили, что соль находится в межпластовом положении под красным горизонтом. На участках где при контакте между солью и окружающими отложениями происходят явления диапиризма не возможно установить возраст формаций с солью, который может быть выведен на основании сравнения с другими областями.

Тортон сформирован из белых мергелей и туфов с глобигеринами и орбулинами. Под микроскопом установлено что туф сформирован из неравномерных стеклянных фрагментов являясь пехштейнном (смоляным камнем) и что вызывает изумление отсутствия цветных минералов. Очень редко выявляются на дневной поверхности немного черноватые кристаллы биотита и плагиоклаза, вращающего план поляризованного света на 25—29%. Ассоциация туфов с фауной указывает на то обстоятельство, что осаждение пепла происходило в воде. Верхняя часть тортонского яруса характеризуется наличием «Горизонта со спириалисовыми слоями».

Гетская Впадина и субкарпатская зона в конце гельветского яруса претерпели углубление вызванное областным погружением, выявленным, в особенности, на окраинах восточного и западного пределов платформы. После окончания седиментационного цикла тортон претерпевает континентальную фазу, во время которой отложения были подвергнуты усиленной денудации, оставаясь местами неэродированные останцы.

По причине того обстоятельства, что нижний горизонт тортона беден ископаемыми, а виды, которые смогли указать возраст тортона не были выявлены в последнее время, большинство геологов отнесли этот горизонт гельветскому ярусу на основании стратиграфических предположений.

Буглов-сармат. Одновременно с окончанием отложений тортона начинают развиваться движения поднятия, море перекрывавшее южную часть

Institutul Geologic al României

Европы теряет свою связь с Средиземным Морем опресняется благодаря привносу континентальных речных вод. Местами была выявлена целая сери лагун.

Развивается фауна приспособленная к новым биохимическим условиям. Бугловские слои сформированы из мергелей и ископаемоносных гипсов. Сармат представлен двумя фациями: мергелисто-песчанистой, занимающей северную зону области и известняково-песчанистой фациями, последняя занимает всю зону до контакта с равниной. Граница между ярусами была установлена впервые через параллелизм между макрофауной и микрофауной. Бугловским слоям были отнесены отложения с *Elphidium imperatrix*, *Elphidium reginum*, *Ervilia trigonula*, *Trochus* cf. *angulatus* и пласты с ископаемоносными гипсами. Известняко-песчанистая и мергелисто-песчанистая субфации были отнесены отложения с фауной *Ervilia podolica*, *Irus gregarius*, *Cerithium mitrale*, *Serpula bilaquetta*, *Elphidium aculeatum Elphidium hauerianum* нижнему сармату.

В составе отложений известняково — песчанистой фации автором было установлено наличие *Mactra naviculata*, *Mactra fabreana*, *Nonion granosum*. В мергелисто-песчанистой фации были выявлены *Cardium loweni*, *Cardium fittoni* и *Nonion granosum*, будучи отнесены нижнему сармату. На оснований сравнения выявленной в этой зоне микрофауны с микрофауной описанной де Грилл-ем в «Пластах Вены» автор устанавливает полную тождественность, обстоятельство, которое свидетельствует, что во время бугловсармата существовала связь с панонским бассейном и субкарпатской зоной. Разнообразие фаций объясняется тем обстоятельством, что побережие сарматского моря было расположеено более к северу, где море осаждало пески отложения, распространяющиеся до середины впадины Шоймарь, т.е. до Кальвини, Тырнэшти, Кэрбунешти. На южной окраине впадины в зоне Числэу, Салчия, Киождянка и к западу Матица, Коада Малулуй осаждались мергелисто-песчанные отложения, что подчеркивает наличие большей глубины моря. На юге зоны Числэу, Салчия Киождянка формировались органогенные известняки и оолитовые песчаники, это указывает на то обстоятельство что море было менее глубоко. Фауна выявленная в этих отложениях указывает что они синхроны но были осаждены в различных седиментационных условиях. Отложения, которые представляли верхний сармат, херсонские слои, если и были отложены, то были подвергнуты эрозии, будучи выявлен только переходной горизонт с *Mactra naviculata* »Бешпагирские слои». Благодаря непрерывным движениям поднятия карпатских областей, довольно слабым, воды отступили на юг, без осаждения в этой зоне отложений, соответствующих херсонским слоям.

Institutul Geologic al României

Плиоценовые отложения представлены мэотисом, понтом, дакийским и левантинским ярусами.

Мэотис занимает, в общем, наиболее высокие вершины, а его основание представлено песчаниками с *Dossinia maeotica*, маркируя самый высокий рельеф области. Граница между мэотисовыми и понтийскими отложениями была установлена горизонтом с *Congeria novorossica*. На глубине в 6—8 м, под этим характерным пластом, выявлена мергелистая или песчанистая отмель с *Leptanodonta rumana*.

Примерно в 250 м под границей понт-мэотиса залегает песчанистый горизонт с *Dossinia maeotica Andrz.*

Приблизительно на 120 м ниже залегают песчаники жеодистой текстуры с *Congeria carinata Theodoxus (Calvertia) stefanescui* Font. В северной зоне области Числэу — Салчия-Апостолакэ подстилают основание мэотиса пески с *Helix*, а затем пресноводные отложения с *Unionides*, *Theodoxus* и т.д. В связи с существовавшим в тот период времени климатом, автор устанавливает что мэотисовые отложения начинаются в северной зоне континентальной фации с *Helix*, после которой следуют пресноводные отложения с *Unionides*, *Theodoxus* и песчаники с *Dosinia* и *Ervilia* и указывают на наличие солоноватой фации.

В верхней части был включен горизонт, сформированный из мергеля с прослойками песков с *Leptodonta*, *Gabillotia* фауна, свидетельствующая о наличии пресноводных отложений. Наиверхняя часть образована из мергелей с *Congeria novorossica*, демонстрируя наличие видов солоноватых вод. Мэотисовые отложения залегают трасгрессивно над тортоном, сарматом и даже над олигоценом. Вариация мощностей свидетельствует наличии мэотисовой трансгрессии: на западе Валя Дымбовицей в Войнешть — имеет только 40-45 м., а на востоке достигает 370-400 м.

Понт. Отложения этого яруса залегают согласно с отложениями мэотиса и могут быть подразделены на три характерных горизонта: нижнего — сформированного из мергелей с *Paradacna abichi* и *Congeria rumana*, представляя солоноватую фацию каспийского типа; среднего — образованного из песчаных мергелей с *Congeria rhomboidea*, *Valenciennius* отложенных в фации солоноватого каспийского типа и верхнего—в котором выходят на дневную поверхность мергели с прослойками песка с фауной *Prosodacna*, *Cardium*, *Phyllocardium*, *Viviparae*. Они представляют солоноватую фацию с прослойками пресной воды. Установление верхней границы представляет затруднительную задачу по причине литологической тождественности верхних отложений с внутренними дакийскими отложениями. Исследование фауны выявляет исчезновение родов *Viviparus achatinoides* Brus, *Viviparus neumayri neumayri* Brus. *Phyllocardium planum planum*, *Phylloca-*

Institutul Geologic al României

rdium planum lunae и *Phyllocardium planum giganteum* маркируя очень значительный момент в биологии понтийского озера. Установлены затем выходы на дневную поверхность отложений с пресноводными ископаемыми, являющиеся переходом к дакийским отложениям.

Дакийский ярус представлен однородными отложениями, которые могут быть подразделены на два горизонта: нижнего песчаного с тонкими прослойками мергеля, он может быть сравнен с пластами известными в нефтянной промышленности под названием «Стратул Дредер» и верхнего горизонта, сформированного из песчанбых отложений и пресноводной фауной. Граница межбу дакийскими и левантинскими отложениями была установлена на основании исчезновения *Prosodacnae* и появлении род *Helix* и *Planorbis*.

В пределах левантинского яруса было установлено два горизонта: нижнего мергелисто — песчаного и верхнего, составленного из гравия. Последний трансгрессивного происхождения о чем свидетельствует в особенности северная окраина впадины Шоймарьи. Одновременно с левантинскими отложениями плиоценовое озеро претерпело заиление.

Орогенические движения проявившиеся во время и в конце миоцена посодействовали поднятию из воды тортона и сармата, а их связь со Средиземным Морем была прервана, по обе стороны Карпат образовались озера Паннонское и Понто-Каспийское.

Движения, которые имели место во время плиоцена в субкарпатской зоне посодействовали, в некоторых местах, трансгрессии вод Понто-Каспийского Озера над более древними отложениями, неподвергшихся домэотисовой эрозии. Понто-Каспийское Море, ставши закрытым озером, было превращено в пресноводное — после перехода через различные фазы солоноватости, по причине большого стока речных вод. Таким образом во время мэотиса были установлены фазы опреснения вод, благодаря большому привносу атмосферных осадков стекавшихся в суши. Затем последовал теплый засушливый период во время которого произошла концентрация вод, в результате чего они становятся солоноватыми. В это время были осаждены верхние мэотисовые и понтийские отложения. В составе понтийских отложений были установлены фазы опреснения вод на короткое время, с переходом их затем к старой концентрации.

Под влиянием континентальных вод, во время дакийского яруса воды опреснели все более и более, когда была развита фауна с *Unionidae* и *Viviparae*. Благодаря режиму, образованному потоками на суше, воды откатывали остатки растительности, формируя угольные отложения. Одновременно с полным опреснением и заилением озера возникли сильные орогенные движения, вызвавшие складкообразование в плиоценовых отложениях, с

Institutul Geologic al României

установлением на место массивов соли. Для плиоцена, в общем были установлены с палеонтологической точки зрения три характерных цикла: нижний, соответствующий мэотису, в котором развилась фауна малоопресненных вод с видами: *Unionidae*, *Hydrobia*, *Tehodoxus* средний цикл, соответствующий верхнему мэотису, понту и нижнедакийскому ярусу с солоноватой фауной каспийского типа с *Congeria*, *Cardiaceae*, *Prosodacna* и верхний цикл, соответствующий верхнедакийскому и левантинскому ярусам, в которых развивается пресноводная фауна с *Unionidae*.

Седиментационный плиоценовый цикл был закончен заилением понто-каспийского озера и в особенности массовым движениям карпатской области складкообразованием и поднятием над поверхностью воды субкарпатской зоны, плиоценовое озеро было сокращенно до остатков малой протяжности на всей территории страны. Суша подвержена эрозии и дренажу новоустановленной гидрографической сети, принадлежащей четвертичному периоду.

Наличие зеленых элементов и полигенных блоков, выходящих на поверхность в диапиризме Салчия и на севере складки Лэпош Бэдила, наводят автора на мысль, что эти поверхностные тектонические нарушения находятся в связи с более глубинными тектоническими явлениями т.е. с перикарпатской кордильерой.

Эти тектонические нарушения могут лучьше быть установлены вдоль линии Числэу-Салчия-Апостолаке, отделяющие синхронные отложения, но более разнообразные фации, как это было установленно в сарматских и мэотисовых отложениях.

ÉTUDE DU MIOCÈNE ET DU PLIOCÈNE DE LA RÉGION CISLĂU-SALCIA-LAPOȘ

PAR

MAURICIU ST. NICOLESCU

(Résumé)

La région qui fait l'objet de la présente étude est comprise entre la vallée de Bisca-Chiojdului au Nord, la vallée du Vereș et celle du Trenului jusqu'à Chiojdeanca à l'Ouest, une ligne allant de Chiojdeanca à Lapoș-Brădeanca au Sud et une ligne allant de Brădeanca à Predești, dans la vallée du Buzău, à l'Est.

Institutul Geologic al României

Les formations géologiques, qui participent à la construction de la région appartiennent au Mio-Pliocène pouvant être classifiées comme suit: Formation à sel, Tortonien, Buglowien, Sarmatien, Méotien, Pontien, Dacien, Levantin. Nous entendons par « formation à sel » le sel proprement dit, avec ce qu'on appelle la brèche qui enveloppe le sel.

Suivant les observations des forages de pétrole on peut conclure que le sel se trouve interstratifié au-dessous de l'horizon rouge. Là où le contact entre le sel et les dépôts environnants est diapir on ne peut pas établir l'âge de la formation saline, celle-ci pouvant toutefois être déduite par voie de comparaison avec d'autres régions. Les sédiments tortoniens apparaissent sous les marnes et les tufs blancs à Globigérines et Orbulines. L'étude microscopique du tuf nous révèle l'existence d'un tuf dacitique. Celui-ci est formé de fragments irréguliers de verre, constituant la plus grande partie de la roche; c'est plutôt un « Pechstein ». Ce qui frappe c'est l'absence des minéraux colorés. On voit de rares cristaux de biotite et de plagioclase. Les mélanges avec des fossiles indiquent que la sédimentation de la cendre a eu lieu dans l'eau. À la partie tout-à-fait supérieure apparaissent des marnes avec des *Spirialis*.

La dépression gétique et celle sous-carpatique à la fin de l'Helvétien ont subi un écroulement provoqué probablement par un affaissement régional, mis en évidence surtout sur les bords des plates-formes limitrophes de l'Est et du Sud.

Le cycle de sédimentation tortonien une fois terminé, une nouvelle phase continentale s'ensuivit pendant laquelle les couches ont été puissamment dénudées, par endroits subsistant des vestiges échappés à l'érosion. Étant donné que l'horizon inférieur du Tortonien est généralement pauvre en fossiles, et que des formes qui indiquent l'âge tortonien ne furent trouvées que ces dernières années, la plupart des géologues — guidés par des suppositions stratigraphiques — l'ont considéré comme Helvétien-Buglovien-Sarmatien. Simultanément avec la fin du Tortonien fossilifère marin, commence un nouveau mouvement de soulèvement, dont l'effet a été le retrait progressif de la mer qui couvrait le Sud de l'Europe et s'étendait au loin vers l'Est.

Dans la région étudiée on constate que le Buglovien est développé sous le faciès des marnes et des gypses fossilifères. Le Sarmatien est développé sous deux faciès, un faciès marno-sableux, développé au Nord d'une ligne qui passe par Cislău—Salcia—Apostolache, comprenant la partie Nord-Est de la région et un autre faciès gréso-calcaire développé au Sud de la même ligne, comprenant le territoire Sud jusqu'au bord de la plaine.

C'est pour la première fois en Roumanie, que la limite entre les étages ait été établie par corrélation entre la macrofaune et la microfaune. Cependant, basés sur l'étude de la microfaune nous avons pu distinguer un horizon très caractéristique à *Elphidium imperatrix*, *Elphidium reginum*, *Ervilia trigonula*, *Trochus* aff. *angulatus*, et les couches des gypses appartenant au Buglovien.

Institutul Geologic al României

Dans les dépôts inférieurs sarmatiens du faciès gréso-calcaire et du faciès marno-arenacé apparaissent: *Ervilia podolica*, *Irus gregarius*, *Cerithium mitrale*, *Serpula bilaquetta*, *Elphidium aculeatum*, *Elphidium hauerianum*. Dans les dépôts moyens gréso-calcaires on constate la présence de *Mactra naviculata*, *Mactra fabreana*, *Nonion granosum*, et dans le faciès marno-arenacé on trouve des *Cardium loeweni*, *Cardium fittoni* et *Nonion granosum*.

En comparant les horizons établis par nous avec ceux qui ont été établis par GRILL « Im Wiener Becken » nous constatons une très grande ressemblance.

La variation de faciès s'explique par le fait que le bord de la mer sarmatienne était plus au Nord, probablement où se deposaient également des sables et des grès. Des dépôts de ce genre se formaient approximativement jusqu'au point où se trouve aujourd'hui le milieu de la Cuvette de Şoimari, c'est-à-dire aux environs de Calvini—Tîrleşti—Cărbunești; au bord Sud de la sous-dite cuvette dans la région de Cislău—Salcia—Chiojdeanca et vers l'Ouest, dans la région de Matița—Coada Malului, se formaient des dépôts marno-arénacés, fait qui accusait une plus grande profondeur de la mer. Au Sud de Cislău—Salcia—Chiojdeanca, se déposaient des grès oolithiques et des calcaires organogènes. Basés sur les observations de terrain, aussi bien que sur l'étude de la faune, nous arrivons à la conclusion que les dépôts de la région étudiée sont synchrones comme faciès, mais déposés dans des conditions de sédimentation et bionomiques différentes.

Les dépôts qui représentaient le Kersonien, même s'ils ont été sédimentés, ont été érodés et il n'en reste que les dépôts à *Mactra naviculata* « l'Horizon de Beschpagir ».

Le Pliocène est représenté par les étages méotien, pontien, dacien, et levantin. En général les dépôts du Méotien occupent les sommets les plus élevés, les grès à *Dossinia maeotica* étant ceux qui marquent le haut relief de cette région.

La limite supérieure est marquée par un banc de lumachelle composé presque exclusivement de *Congeria novorossica*. À 6—8 m en dessous se trouvent les couches à *Leptanodonta rumana*.

À quelques 250 m sous la limite pontienne-méotienne se trouve l'horizon gréseux à *Dosinia maeotica*. À environ 120 m sous l'horizon à *Dossinia maeotica* se trouve un grès vacuolaire à *Congeria carinata* et *Teodoxus (Calvertia) stefanescui* FONT.

Au Nord de la ligne Cislău-Salcia-Apostolache, le Méotien a comme base un grès ou des sables à *Helix*, horizon qui ne se trouve pas au Sud de cette ligne.

Le Méotien débute avec les dépôts continentaux, phase qui n'a pas duré trop longtemps, car tout d'un coup on commence à constater la présence de dépôts d'eau douce à Unionides, *Theodoxus* etc.

À cause du changement de température (climat chaud) les eaux commencent à se concentrer en déterminant l'adaptation à la vie d'une nouvelle faune d'eau saumâtre avec des *Dosinia*, *Ervilia*, *Cerithium*. Après la sédimentation de ces dépôts

Institutul Geologic al României

il est probable que sur le continent a eu lieu une époque pluvieuse, les eaux commencent à s'adoucir, déterminant une faune avec *Leptodonta* et *Gabillotia*.

Au fur et à mesure que nous nous approchons de la fin du Méotien les eaux commencent à se concentrer en devenant saumâtres, intervalle pendant lequel se déposent les sédiments à *Congeria novorossica* qui feront la transition vers la faune pontienne. La description du Méotien tant au Nord qu'au Sud de la ligne Cislău-Salcia-Apostolache, nous permet de constater l'existence de la transgression qui a eu lieu pendant le Méotien. Dans les régions plus éloignées vers l'Ouest, on constate que les dépôts du Méotien s'amincissent; dans la vallée de la Dîmboviţa, il arrive à l'épaisseur de 40—45 m. Dans le district de Buzău à l'Est il atteint 350—400 m. Nous croyons que pour l'horizon inférieur à *Dosinia* la dénomination la plus juste de cet horizon serait celle de l'horizon de Buzău.

La partie supérieure ou le sous-étage moldave (KARL KREJCI-GRAF) est celui qui marque le mieux la zone de la transgression méotique.

Les dépôts pontiens sont superposés de façon concordante sur le Méotien. Ils présentent partout le même caractère qui permet leur division en trois horizons: l'horizon inférieur formé de marnes grises avec *Paradacna abichi*, *Congeria rumana* de type caspien. L'horizon moyen formé de marnes et de sables avec *Congeria rhomboidea*, *Valenciennius*, toujours dans le même faciès saumâtre. L'horizon supérieur formé de marnes arénacées avec *Prosodacna*, *Cardium*, *Phyllocardium*, de type caspien, avec intercalation d'eau douce.

Le problème le plus délicat que nous avons eu à résoudre dans la présente étude, était l'établissement de la limite pontien-dacienne, vu que vers la partie supérieure les dépôts pontiens ont beaucoup de ressemblance, au point de vue lithologique, avec ceux du Dacien. L'étude détaillée de la faune montre vers la partie supérieure la disparition des genres: *Phyllocardium planum planum*, *Phyllocardium planum lunae*, *Phyllocardium planum giganteum*. Ce fait est très important dans la biologie du lac pontique.

En général le Dacien au point de vue lithologique, autant que faunique, peut être divisé en deux horizons: l'horizon inférieur, arénacé, marno-arénacé à faune d'eau faiblement saumâtre. La partie inférieure de cet horizon étant presque totalement arénacée constitue ce qui est connu dans la région pétrolifère sous la dénomination de « Couche Dräder » L'horizon supérieur est formé de dépôts marno-arénacés et de sables grossiers qui contiennent une faune d'eau douce.

Le Levantin est formé de deux horizons très distincts: un horizon inférieur argileux marno-arénacé et un horizon supérieur formé de graviers. Ces graviers sont l'équivalent de l'horizon bien connu des Couches de Cindeşti présentant un caractère nettement transgressif surtout sur le bord de la cuvette de Şoimari.

Les mouvements qui ont eu lieu pendant la durée et la fin du Miocène, ont agi de telle sorte que le Tortonien et le Sarmatien soient exondés et que la mer perde

Institutul Geologic al României

sa communication avec la Méditerranée, engendrant une série de lacs des deux côtés des Carpates. C'est ainsi que se sont formés les lacs Pannonique et Ponto-Caspique dans lesquels se sont deposés les sédiments du Pliocène.

À la faveur des mouvements qui se sont produits pendant presque toute la durée du Pliocène, la zone subcarpatique en oscillant a déterminé, par endroits, l'avancée du lac Ponto-Caspique, qui a recouvert transgressivement les dépôts plus anciens, échappés à l'érosion préméotienne. La mer Ponto-Caspique, en devenant un lac fermé, les eaux qui arrivaient du Continent, lui ont fait subir des transformations successives, grâce auxquelles, en passant par diverses phases de salinité, elle a fini par devenir un lac à eau douce. C'est ainsi que pendant le Méotien on constate des phases qui accusent au début un adoucissement des eaux, puis, probablement sous l'influence du climat les eaux commençant à se concentrer, déposent les sédiments supérieurs du Méotien et du Pontien.

Pendant la sédimentation du Pontien, on remarque des phases où les eaux s'adoucissent au cours d'un court intervalle pour revenir ensuite à la concentration antérieure. Sous l'influence des eaux du continent, pendant le Dacien, les eaux s'adoucissent de plus en plus jusqu'à permettre l'existence et le développement d'une faune d'Unionides et de Vivipares. Les eaux du continent, en charriant des restes végétaux, ont agi de telle sorte que dans le Dacien on trouve des dépôts de charbon. Le cycle de sédimentation pliocène étant terminé, suit une nouvelle et puissante orogénèse avec la mise en place des massifs de sel.

Du point de vue paléontologique on peut observer en grandes lignes, trois cycles caractéristiques pour le Pliocène. Un cycle inférieur correspondant au Méotien, dans lequel se développe une faune d'eau un peu douce, avec des Unionides, des Hydrobies et des *Theodoxus*. Un cycle moyen correspondant au Méotien superieur, au Pontien et au Dacien inférieur, avec une faune saumâtre de type caspique, à Congéries, Cardiidés et Prosodacnes. Un cycle supérieur, correspondant au Dacien supérieur, au Levantin inférieur, dans lequel se développe une faune d'eau douce à Unionides et Vivipares.

Le cycle de sédimentation du Pliocène étant terminé par le remplissage du lac Ponto-Caspique, et grâce surtout aux mouvements en masse des régions carpatiques, par le plissement et l'exondation des Subcarpates durant l'orogénèse post-pliocène, les eaux du lac Pliocène se réduisent à quelques restes de petite étendue sur le territoire de Roumanie.

La terre ferme ainsi constituée, commence a être érodée et drainée par le réseau hydrographique nouvelement créé et c'est ainsi que commence la formation des dépôts du Quaternaire, representés par des terrasses.

La ressemblance qui existe entre le mode de présentation des dépôts présarmatiens du massif diapir de Salcia et de ceux au Nord du pli de Lapoș, à Bădila, en insistant sur les blocs polygènes de conglomérats et d'éléments verts, suggère l'idée

Institutul Geologic al României

que ces deux accidents tectoniques de surface seraient en relation avec un même phénomène tectonique plus profond, c'est-à-dire avec une même cordillère péricarpatique.

Ce phénomène est observé beaucoup mieux le long de la ligne Cislău — Salcia-Apostolache qui sépare des dépôts synchrones, mais variés comme faciès, constatés dans le Sarmatien et le Méotien.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PREZENTAREA HĂRȚII GEOLOGICE A ZONEI REȘIȚA—MOLDOVA NOUĂ

DE

SERGIU V. NĂSTĂSEANU

Introducere. Cerințele crescînde ale dezvoltării industriei noastre socialiste, au generat pentru Comitetul Geologic, o problemă deosebit de importantă în legătură cu studiul posibilității extinderii rezervelor de cărbuni superiori, din zona Reșița—Moldova Nouă. În felul acesta s-au reluat, în anul 1954 cercetările geologice din această zonă. Harta geologică pe care o prezentăm, este unul din rezultatele acestor cercetări și se referă în special la terenurile paleozoice și mesozoice, ce se dezvoltă între valea Bîrzavei (Reșița) la N și valea Dunării (Moldova Nouă) la S. Lucrarea exprimă sinteza observațiunilor noastre de teren obținute în perioada de timp dintre anii 1954—1961, precum și integrarea într-o vedere unitară a tuturor rezultatelor de ordin stratigrafic și tectonic, provenite din diversele lucrări anterioare.

Primele cercetări sistematice privind zona Reșița—Moldova Nouă sînt cele rămase de la J. KUDERNATSCH (11, 12). În cele două lucrări pe care le-a publicat la Viena, a pus bazele stratigrafiei regiunii și a dat indicații prețioase în vederea extinderii zăcămintelor de cărbuni.

J. KUDERNATSCH stabilește prezența Carboniferului la Zăgrădia pe criterii paleobotanice. Peste această formațiune arată că se întîlnesc depozite grezoase pe care le denumește « gresii roșii ». Orizontul conglomeratic al Liasicului îl denumește « Liasic sau gresiile Keuperului » și arată importanța economică a acestuia, datorită intercalațiilor de cărbuni. Depozitele care urmează sînt denumite « Orizontul argilelor șistoase », pe care le atribuie Liasicului, fără să dea alte explicații. Peste orizontul șistos separă (11) « Jurasicul marnos-șistos » (partea bazală a Jurei brune), constituit din marne micacee, șistoase, din care menționează (12) forme de *Gervilleia* și *Gryphaea*. La partea superioară a acestui orizont urmează calcarele concreționare,

Institutul Geologic al României

care încheie seria denumită Jura brună. Autorul sincronizează depozitele Jurei brune cu formațiuni asemănătoare din zona Șviniţa—Zvinecea, însă arată că între depozitele celor două zone este o deosebire litofacială, pe care o explică printr-o regiune exondată între aceste bazine.

Peste Jura brună urmează Jura albă în care separă: etajul cu calcare în plăci cu *Rhynchonella lacunosa*, *Ammonites biplex*, *A. polyplocus* și etajul cu silice interstratificată și calcare noduloase. La partea superioară a calcarelor noduloase plasează limita dintre Jurasic și Cretacic.

Jura albă suportă un pachet de depozite calcaroase (Judinakalk) și marne șistoase, pe care le atribuie Neocomianului inferior și mediu. Peste acestea urmează gresii cu orbitoline și calcare cu rudiști (Rudistenkalk), considerate ca reprezentînd Neocomianul superior.

U. SCHLOENBACH (32) paralelizează Liasicul conglomeratic cu faciesul de Gresten din Alpi și mai arată că această formațiune (cu cărbuni) este separată de Jura brună (calcarele concreționare ale lui KUDERNATSCH), printr-un nivel de marne șistoase cu numeroase corbule mici. Autorul arată că în baza « calcarelor concreționare » a găsit o faună care reprezintă Bathonianul superior, însă nu dă o listă a ei. FR. SCHROCKENSTEIN (35) realizează în 1870 o lucrare de sinteză, care urmează întocmai schema stratigrafică a lui J. KUDERNATSCH, dezvoltînd însă mai mult capitolul despre Neogenul de la Caraşova, Nermeth și Clocotici. M. NEUMAYR (17) în anul 1871 aduce contribuțiuni la cunoașterea Oxfordianului de la Steierdorf. V. UHLIG (38) determină fauna colectată de THEN și stabilește prezența Tithonianului în acest bazin. ROTH v. TELEGD cercetează între anii 1885—1911 întregul bazin și publică numeroase lucrări (22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31). Cu această ocazie stabilește (23) vîrsta « dyasică » a gresiilor roșii și prin determinările de floră (29) aduce o contribuție deosebită la stratigrafira Paleozoicului. În Liasic separă un orizont conglomeratic cu *Pterophyllum rigidus* și un orizont șistos. Subdivide partea bazală a Jurei brune în două zone (26, 27): stratele cu *Neaera kudernatschi* și *Harpoceras opalinum* (în bază), stratele cu *Gryphaea* și *Harpoceras murchisonae* (la partea superioară).

Calcarele marnoase, micacee, care conțin fauna oxfordiană constituie termenul bazal al Malmului, iar calcarele litografice (Judinakalk) și cu marnele de deasupra sînt incluse la Malmul superior. Colectarea unei forme de amonit (rău conservată) din marnele superioare calcarelor litografice și care a fost asemănată cu *Hamites bifurcati*, a determinat pe autor să schimbe vîrsta cretacică acordată de I. KUDERNATSCH acestor depozite. În consecință schimbă și limita dintre Jurasic și Cretacic, plasînd-o la partea superioară a marnelor cu *Hamites bifurcati*. În regiunea văii Golumbului, menționează din depozitele grezoase forme de *Ammonites sascya* și *Sequoia reichenbachi* (forme cenomaniene), dar autorul nu insistă asupra vîrstei acestor depozite.

Institutul Geologic al României

J. BÖCKH insistă în lucrările sale (2, 3) mai mult asupra Jurasicului și Cretacicului. Pentru Jurasicul superior afirmă (2) că Portlandianul din zona Reșița—Moldova Nouă îmbracă două faciesuri: unul cu cefalopode în vest (Brădet); altul recifal, de tip Stramberg cu brachiopode, în est (Poiana Radoșca). Calcarele cu requenii le atribuie Neocomianului inferior, iar pentru calcarele cu intercalații de marne cu orbitoline introduce termenul de Urgo—Apțian. Gresiile și argilele din valea Golumbului, în care a găsit forme de *Inoceramus salomoni*, le consideră ca aparținînd Gaultului superior. În lucrarea din 1888 (3) pune în evidență Triasicul de la Sasca.

GÉZA BENE se ocupă în special de terenurile din jurul Domanului (1) și insistă asupra orizontului de marne șistoase, ce se interpune Liasicului argilos și Callovianului, pe care îl denumește « marne cu grifei ». De la partea superioară a acestui orizont a colectat formele *Perisphinctes funatus* și *Perisphinctes aurigerus* (determinate de TELEGD ROTH).

J. HALAVÁTS se ocupă mai mult de partea de N și de NW a zonei (9, 10). Este de remarcat faptul că repartizează (9) Doggerului inferior stratele cu *Neaera* și stratele cu *Gryphaea*, Doggerului superior calcarele cu concrețiuni silicioase (care vom vedea că aparțin de fapt Callovianului), iar în ceea ce privește existența Doggerului mediu Bajocian și Bathonian, în clasificarea sa), face afirmația că nu sînt dovezi care s-o confirme. Trebuie de reținut și faptul că se citează pentru prima dată forma de *Harpoceras bifrons* (9).

Sintetizînd datele tuturor cercetătorilor anteriori, FR. SCHAFARZIK a realizat harta geologică a întregului bazin Reșița—Moldova Nouă. Această hartă, care se găsește în arhiva minei Anina (la Biroul Geodezic), a constituit baza de informare a specialiștilor din exploatările carbonifere din zonă pînă în anul 1959, cînd a intrat în uz harta mai recentă a Comitetului Geologic.

Z. SCHRÉTER (33) publică o lucrare de sinteză, în care partea de stratigrafie este mai mult o interpretare a literaturii existente, pe cînd partea de tectonică îi aparține aproape integral. Prin această lucrare se fixează imaginea structurală generală a zonei, evidențiindu-se dislocația vestică de la contactul cu Cristalinul, falia Polom, falia Pleșiva, falia Beul Sec și sinclinalul estic.

AL. CODARCEA (5) într-o lucrare de sinteză asupra Banatului și platoului Mehedinți face o seamă de referiri la zona Reșița—Moldova Nouă, bazîndu-se pe datele de literatură și pe observații personale. În acest sens prezintă depozitele carbonifere ca reprezentînd Stephanianul și arată continuitatea de sedimentare la depozitele Permianului inferior. Arată de asemenea că, perioadei continentale permiene îi urmează transgresiunea marină din Triasic. De remarcat este faptul că întrebuințează pentru prima dată termenul de Rheto-Liasic pentru conglomeratele din baza Jurasicului și atrage atenția asupra prezenței Toarcianului. În legătură cu Doggerul face afirmația că trebuie să existe Bathonianul și Bajocianul, deși nu aduce argumente

Institutul Geologic al României

paleontologice, dar își susține afirmația pe observarea continuității de sedimentare dintre Aalenian și restul seriei jurasice. AL. CODARCEA este primul autor care după KUDERNATSCH atrage atenția asupra calcarelor litografice (Judinakalk), în sensul că acestea ar putea aparține Cretacicului inferior, dar pe baza formelor de calpionelle (pe care le semnalează) le atașează totuși Tithonicului în facies cu cefalopode.

GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU, V. MUTIHAC (18) reluînd cercetările geologice în această zonă publică o lucrare privitoare la regiunea Anina—Doman, în care trasează jaloanele unei stratigrafii de detaliu. În consecință se fac o serie de separațiuni noi. Astfel se separă Jurasicul inferior în două orizonturi, unul bazal conglomeratic cu cărbuni, considerat Liasic inferior și altul superior constituit din argile bituminoase considerat Liasic mediu. Peste acesta din urmă autorii arată că în centrul bazinului urmează stratele de valea Morii (Toarcian—Callovian inferior). Pe marginile bazinului se arată că Liasicul îmbracă un facies marin spre deosebire de cel din centrul bazinului, considerat facies lagunar. Acum se găsesc și argumentele paleontologice pentru stabilirea Bradfordianului despre existența căruia amintise și SCHLOENBACH (32). Se fac pentru prima dată separații cartografice în Malm, dîndu-se denumiri locale cu o încadrare stratigrafică mai largă. Limita dintre Cretacic și Jurasic este readusă aproape la forma în care o considerase KUDERNATSCH. Singura deosebire constă în faptul că se arată dificultatea de a suprapune limita stratigrafică cu cea litofacială, deoarece în calcarele de Marila (= Judinakalk) este cuprins Tithonianul superior și o parte din Cretacicul inferior. Se mai fac o serie de separațiuni în Cretacicul inferior cărora li se acordă denumiri locale și vîrste aproximative. V. MUTIHAC (15) aduce o nouă contribuție la stratigrafia zonei prin stabilirea pe baze paleontologice a Berriasianului. Referindu-se la restul Cretacicului inferior consideră: marnele de Crivina ca reprezentînd Valanginian — Haterivianul, calcarele cu concrețiuni clipsoidale silicioase, ca reprezentînd Barremianul inferior, iar calcarele masive organogene ca reprezentînd Barremianul superior și Apțianul inferior.

În anul 1958 GR. RĂILEANU și S. NĂSTĂSEANU (19) aduc noi contribuții la orizontarea Paleozoicului superior, prin stabilirea Autunianului (orizontul șisturilor negre cu plante).

În anul 1959 V. MUTIHAC prezintă o lucrare (16), în care încearcă o sintetizare a lucrărilor mai vechi și integrarea lor într-o schemă stratigrafică, care se bazează pe observațiunile de teren efectuate în zona dintre valea Minișului și valea Nerei. În această lucrare tratează Paleozoicul în spiritul lucrărilor anterioare. În ceea ce privește Liasicul arată că este reprezentat prin conglomerate la partea bazală, apoi prin gresii grosiere sau mai fine cu intercalații de cărbuni, care prezintă la diferite nivele intercalații de gresii calcaroase cu faună, iar la partea superioară prin șisturile argiloase bituminoase. Se trage concluzia că seria conglomerato-grezoasă reprezintă Liasicul inferior și mediu (inclusiv Domerian), iar argilele bituminoase Liasicul superior (Toarcianul). În ce a ce privește Aalenianul îl alătură Liasicului superior.

Institutul Geologic al României

În Bajocian și Bathonianul inferior consideră lacună de sedimentare, iar Callovianul, la care atașează și Bathonianul, îl consideră transgresiv. Limita dintre Jurasic și Cretacic o situează la partea superioară a calcarelor noduloase (Portlandian în facies Tithonic). În ceea ce privește Cretacicul inferior rămîne la părerea emisă în 1957 (15) și arată în plus că Albianul este reprezentat în întregime și accentuiază asupra lipsei Vraconianului și Cenomanianului din Valea Golumbului.

AL. CODARCEA și GR. RĂILEANU (6) cu ocazia conferinței asupra Mesozoicului de la Budapesta, din 1959, tratînd sedimentarul mesozoic de pe domeniul getic, prezintă schema stratigrafică a zonei Reșița—Moldova Nouă în spiritul lucrărilor recent, mai sus amintite. În anul 1961 GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCĂ (21) prezintă geologia regiunii dintre Dunăre și Nera și cu această ocazie se stabilește prezența Werfenianului, lipsa Triasicului superior, prezența a două faciesuri în Dogger, se accentuiază asupra transgresiunii Urgonianului și se menționează prezența Cenomanianului transgresiv și discordant. ION MATEESCU (14, 13) se ocupă de studiul petrografic al cărbunilor din această zonă și aduce valoroase contribuții la cunoașterea lor. L. CONTESCU (7) cercetînd o zonă restrînsă de la extremitatea nord-vestică a zonei, s-a ocupat de studiul litotopilor Paleozoicului superior, din împrejurimile Reșiței. AL. SEMAKA ocupîndu-se de studiul florei fosile din depozitele Jurasicului inferior din zona Reșița—Moldova Nouă aduce contribuții importante la inventarierea acestor forme și vine să confirme existența Rheticului în baza Jurasicului inferior din regiunea Doman.

În ultima vreme o serie de cercetători au prezentat comunicări în cadrul ședințelor Comitetului Geologic, care sînt în curs de tipărire și care aduc date stratigrafice noi. C. BOLDUR în anul 1959 prezintă sectorul Doman — Secul și arată prezența unui facies grezos-calcaros al Doggerului (Bajocian—Bathonian, considerîndu-l ca un facies marginal. S. NĂSTĂSEANU semnalează, în anul 1959, prezența Albian-Cenomanianului în regiunea Doman. A. NĂSTĂSEANU ocupîndu-se de studiul lamellibranchiatelor de la Anina, menționează un nivel cu *Ostrea acuminata*, aducînd astfel primul argument paleontologic pentru susținerea existenței Bajocianului. S. NĂSTĂSEANU prezintă în anul 1961 sinteza datelor despre Doggerul din zonă, arătînd amănunțit faciesurile pe care le îmbracă această formațiune. S. NĂSTĂSEANU și AL. DINCĂ aduc date noi de ordin paleontologic și litofacial în legătură cu Hauterivianul. C. BOLDUR, I. STĂNOIU, AL. STILLA aduc date noi paleontologice în legătură cu Doggerul de la Pleșiva, care pledează în favoarea existenței Bajocianului. I. STĂNOIU aduce contribuții la cunoașterea Permianului din partea de NW a zonei, prin semnalarea Anthracosiidaelor din valea Bîrzavița.

O contribuție importantă la cunoașterea zonei Reșița—Moldova și mai ales în ceea ce privește îndrumarea prospecțiunilor și explorărilor pentru cărbuni, o constituie lucrările al căror rezultat este consemnat în numeroase rapoarte geologice, care se află depuse în arhiva Comitetului Geologic. De asemenea este importantă lucrarea

Institutul Geologic al României

comisiei mixte alcătuită din reprezentanții Comitetului Geologic și ai Ministerului Industriei Grele, deoarece prin aceasta se face corelarea datelor de suprafață cu cele obținute din lucrările miniere, în sectorul cuprins între Valea Minișului și Valea Bîrzavei.

GEOLOGIA REGIUNII

Zona de sedimentare Reșița—Moldova Nouă este situată pe un fundament de șisturi cristaline intens metamorfozate, care după AL. CODARCEA (5) aparține domeniului getic. Nu voi insista asupra acestor depozite deoarece ele n-au format obiectul cercetărilor noastre. Sedimentarul din acest bazin aparține Paleozoicului superior, Mesozoicului și Neozoicului. Dintre aceste grupe mari ne vom ocupa mai îndeaproape numai de primele două, deoarece acestea au format obiectivul principal al cercetărilor noastre.

STRATIGRAFIA

Paleozoicul. În Paleozoicul superior se constată instalarea unui ciclu de sedimentare care începe cu Stephanianul și se încheie cu Permianul inferior.

Carboniferul. Transgresiv și discordant pe fundamentul cristalin se dispun conglomerate grosiere în partea bazală și din ce în ce mai fine către partea superioară, unde trec gradat la gresii cu intercalații de argile cărbunoase și strate de cărbuni. Se remarcă un pachet de conglomerate format aproape exclusiv din elemente mari de cristalin getic, foarte puțin rulate, situate în baza carboniferului din regiunea cuprinsă între valea Bîrzavița și valea Domanului (în apropiere de Cîlnic și Reșița). În restul regiunii se întîlnesc conglomerate grosiere cu intercalații de gresii, de argile și de cărbuni.

Pe rama vestică a bazinului, în regiunea Lupac la contactul cu Cristalinul, conglomeratele carbonifere sînt evident metamorfozate, aceasta datorită faptului că au fost supuse unei presiuni puternice acționată de încălecarea Cristalinului de la W. Explicația se întemeiază pe faptul că, cu cît ne depărtăm de acest contact tectonic spre E, sau ne deplasăm pe direcție spre S, unde cristalinul se retrage spre W pierzîndu-și caracterul de încălecare, conglomeratele își recapătă treptat aspectul lor obișnuit, dispărînd orice urmă de metamorfism.

Am arătat că în afară de conglomeratele grosiere de la Cîlnic și Reșița, restul Carboniferului este constituit din conglomerate poligene cu ciment de culoare cenușie. Trebuie amintit că între Lupac și Doman, se întîlnesc foarte frecvent conglomerate mărunte cu foarte mult feldspat caolinizat. Aceste conglomerate trec lateral la gresii sau chiar la argile șistoase. Variația mare de facies care se întîlnește în cadrul depozitelor carbonifere, face imposibilă o separare pe nivele, care să poată

Institutul Geologic al României

fi urmărită pe o suprafață mai mare. Încercările făcute de L. CONTESCU (7), de a separa mai multe tipuri de litotopi în aceste depozite, în vederea unei orizontări mai amănunțite n-au dat nici un rezultat.

În regiunea Secul, Carboniferul este reprezentat tot prin conglomerate poligene, însă predomină culoarea negricioasă. La Zăgrădia (bazinul văii Minișului), Carboniferul îmbracă un facies asemănător, constituit din conglomerate cu elemente de cuarț și intercalații de gresii argiloase negre. Important este faptul că peste tot pe unde apar aceste depozite, ele prezintă intercalațiuni de cărbuni de dimensiuni foarte variabile ca grosime și lungime. Cele mai importante strate de cărbuni au fost semnalate la Lupac, unde au fost exploatate și la Secul unde se exploatează și în prezent.

Din diverse puncte ale Carboniferului, s-au colectat numeroase resturi de plante fosile, fie din deschideri naturale, fie din galeriile de exploatare ale minelor Lupac și Secul, sau de pe haldele acestora. Primele indicații paleontologice se datoresc lui KUDERNATSCH (12) care citează de la Zăgrădia exemplare de *Annularia*, *Asterophyllites*, *Pecopteris*, *Sphenopteris*, *Calamites*, etc., însă nu le determină specific și din această cauză trage concluzia că depozitele care le conțin aparțin Carboniferului inferior. De la Lupac, HALAVÁTS J. (10) menționează: *Calamites cisti* BROGN., *Annularia longifolia* BROGN., *A. stellata* (SCHLOTH.), *Pecopteris arborescens* SCHLOTH. *Lepidodendron obovatum* STRENB., etc., pe baza cărora autorul stabilește prezența Carboniferului superior. Lista de floră fosilă a mai fost mult completată de către cercetătorii (14) care au urmat, însă concluzia a fost aceeași, adică depozitele conglomeratice cu intercalații de cărbuni sînt de vîrstă stephaniană. Grosimea depozitelor carbonifere variază între 200—400 m fiind funcție de depărtarea sau apropierea de țărmul bazinului.

P e r m i a n u l. De la depozitele Stephanianului se trece gradat la Permianul din partea centrală a bazinului, însă pe marginile acestuia trecerea se face brusc. În zona centrală a bazinului în împrejurimile localităților Clocotici și Gîrliște, se observă că de la gresiile grosiere cenușii-negricioase ale Stephanianului se trece progresiv la gresii fine negricioase, iar acestea trec la argile negre șistoase cu *Walchia piniformis* SCHLOTH. și *Calipteris conferta* STERNB. Aceste forme au fost găsite într-un număr mare de exemplare la Gîrliște, Clocotici și Lupac. Într-o lucrare anterioară (19) s-a arătat importanța orizontului argilelor șistoase cu *Walchia*, care atinge o grosime în jur de 150 m, specificîndu-se că acesta reprezintă *Autunianul* (Rothliegendesul inferior).

I. STĂNOIU [1]) cercetînd regiunea de la NW de Caraşova menționează în baza orizontului cu *Walchia* și peste gresiile cu floră stephaniană prezența unor gresii fine

[1]) Asupra prezenței Anthracossidaelor în Permianul zonei Reșița—V. Bîrzavița—Banat. Comun. Com. Geol. Buc. 1962.

Institutul Geologic al României

micacee, negre. Acestea, în valea Bîrzaviței, conțin forme de *Anthracosia carbonaria* GOLDFUSS și *Anthracomya* cf. *thringensis* GEINTZ., care arată vîrsta permian inferioară a acestor depozite. În legătură cu aceste forme trebuie arătat că ele aparțin de fapt aceluiași orizont cu *Walchia* și numai aspectul mai grezos al depozitelor a determinat pe I. STĂNOIU să considere, că acestea ar reprezenta un nivel inferior șisturilor cu *Walchia*. De fapt în lucrarea amintită (19), am arătat că în orizontul argilelor către partea bazală se găsesc intercalații subțiri de gresii fine, considerate de unii cercetători ca aparținînd Carboniferului.

Tot din valea Bîrzaviței C. EUFROSIN (8) menționează și o faună de pești fosili, din care a determinat un exemplar de *Palaeoniscus duvernoy* AGASSIZ. Autorul arată că eșantioanele cu *Palaeoniscus* au fost găsite în asociația altor eșantioane cu floră autuniană, însă cum tot materialul a fost colectat de pe haldă, nu se poate spune dacă *Palaeoniscus* a fost găsit în Autunian sau în Stephanian. De altfel se cunoaște răspîndirea mare pe care o are acest gen începînd din Carbonifer pînă în Triasic inclusiv și în consecință lipsa importanței lui stratigrafice.

Peste argilele cu *Walchia* se dezvoltă o alternanță de depozite argiloase roșii-vișinii, cu conglomerate și gresii roșii sau cenușii-verzui. Predominanța culorii roșii a acestor depozite a îndreptățit pe cercetătorii anteriori, (11, 12) să denumească aceste depozite «gresii roșii». În aceste depozite se găsește o bogată floră din care ROTH TELEGD (28) menționează din diverse puncte forme de: *Odontopteris obtusiloba* NAUM., *Callipteris (Alethopteris) conferta* STRENB., *Asterophyllites equisetiformis* BRONG., *Hymenophyllites semialatus* GEIN., *Walchia filiciformis* SCHLOTH., etc.

Autorul menționează foarte des și forma de *Walchia piniformis* SCHLOTH., despre care precizează că în cele mai frecvente cazuri se găsește în depozite argilo grezoase negre. Pe baza întregii asociații de floră autorul arată că, în regiunea Clocotici—Lupac—Ciudanovița, ar fi reprezentată partea cea mai bazală a Permianului inferior.

În lucrarea din anul 1958 (19) am arătat că orizontul roșu format din argile și gresii ar putea să reprezinte Saxonianul, respectiv Rothliegendesul superior. Acum, precizăm faptul că acest orizont pe marginile bazinului se dispune direct pe conglomeratele Stephanianului și uneori chiar pe Cristalin, marcînd o ingresiune evidentă, mai ales în partea de NE a zonei Reșița. Grosimea acestui orizont este variabilă și ea poate atinge grosimi de 700—1000 m.

Mesozoicul. Permianului inferior îi urmează o lungă perioadă de exondare, marcată de lipsa Permianului mediu și superior din întreaga zonă și de lipsa depozitelor triasice pe cea mai mare parte a zonei Reșița—Moldova Nouă. Triasicul se întîlnește numai în regiunea Sasca—Moldova Nouă, în restul zonei este foarte probabil ca el să nu se fi depus datorită unei exondări, care a durat din Stephanian pînă în Liasicul inferior.

Institutul Geologic al României

Triasicul. Între Sasca Romînă și Moldova Nouă se dezvoltă o serie de depozite conglomeratice în partea bazală și calcaroase la partea superioară, pe care le atribuim Triasicului. Depozitele de la Sasca erau cunoscute încă de la J. BÖCKH (3), identificarea celor de la Moldova Nouă se datorește lucrărilor mai recente (21).

Orizontul conglomeratic se dezvoltă în baza formațiunilor triasice de la Sasca și Moldova Nouă și este constituit predominant din conglomerate silicioase, alb-gălbui, în care predomină cuarțul alb bine rulat. Asemănarea mare cu a conglomeratelor werfeniene din nord-estul munților Apuseni, a determinat pe GR. RĂILEANU și S. NĂSTĂSEANU [1]) să atribuie acest orizont de conglomerate Werfenianului, cu toate că autori mai vechi (3) îl considerau de vîrstă permiană. De altfel, AL. CODARCEA (5) își exprimă părerea că aceste conglomerate de la Sasca ar putea reprezenta baza Triasicului, deoarece autorul arată că a găsit la Sasca Montană (pîrîul Vîrîți), un petec de Permian care suportă conglomerate cuarțitice. Această observație vine să întărească vîrsta werfeniană acordată conglomeratelor bazale.

Orizontul calcaros-dolomitic, care se dispune peste conglomerate este constituit din dolomite, calcare albe cornoase și calcare negre. Separarea unor pachete în cadrul acestui orizont este foarte greu de realizat, însă rămîne sigur faptul că la partea superioară a orizontului se întîlnește mereu calcarul negru, dar care sînt relațiile acestuia, cu dolomitele și calcarele albe nu se poate preciza, din cauza raporturilor tectonice ce s-au stabilit între ele. Fauna determinată de J. BÖCKH (3) și HALAVÁTS J. — SCHRÉTER Z. (34) din orizontul calcaros negru, a pus în evidență formele: *Spiriferina fragilis* SCHLOTH., *S. trigonella* SCHLOTH., *Ceratites sascanus* BÖCKH, C. *semseyi* BÖCKH, *C. isterensis* SCHRÉTER, *Daonella pauciostata* TORNQ., etc. Pe baza acestor forme s-a stabilit prezența Anisianului. Grosimea depozitelor triasice în regiunea văii Susara (Sasca Montană) poate fi apreciată în jur de 200 m.

Jurasicul. Jurasicul marchează începutul unui nou ciclu de sedimentare, care a durat pînă la sfîrșitul Cretacicului inferior.

Liasicul. Transgresiv pe depozite mai vechi se dispun conglomerate, gresii și gresii cu intercalații de argile cărbunoase, strate de cărbuni și argile refractare, ce suportă argile bituminoase negre cu sferosiderite. În cadrul acestor depozite s-au făcut următoarele separațiuni: Liasic inferior și Liasc mediu-superior.

Liasicul inferior este constituit în partea bazală dintr-un conglomerat grosier, format aproape exclusiv din elemente albe de cuarț bine rulat, cu ciment silicios foarte dur. Acest conglomerat formează un pachet gros de 10 m în valea Terezei (la Anina) și ajunge la cca 100 m grosime în dealul Budinic (Doman). În lucrările mai vechi (5) se menționează că Liasicul începe prin transgresiunea rheto-liasică, aceasta ar lăsa să se înțeleagă că în baza Liasicului din această zonă ar fi prezent și Rheticul.

[1]) Raport geologic asupra regiunii Sasca—Cărbunari. Arh. Com. Geol. București 1956.

Institutul Geologic al României

În ultima vreme AL. SEMAKA [1]) ajunge la concluzia că în regiunea Doman ar fi prezent Rheticul. Autorul se sprijină în această afirmație pe prezența formelor de: *Palyssia braunii* și *Palyssia sternbergi*, identificate în conglomeratele bazale din regiunea dealului Dumbrava (Doman). În ceea ce privește depozitele de la Anina același autor arată că este prezent Liasicul cel mai inferior. Ținînd seamă de această observație se poate trage concluzia că pachetul bazal de conglomerate grosiere-cuarțitice, ar putea să reprezinte un orizont cu asociație de floră rheto-liasică, care nu este suficient de caracteristică în vederea separării cu certitudine a Rheticului. În tot cazul, dacă Rheticul se va dovedi pe baze paleontologice indiscutabile, atunci el trebuie înglobat la Liasic, ca prim termen al acestuia, în nici un caz însă, la Triasic. Aceasta datorită pe de o parte, lacunei de sedimentare din Jurasic și Triasic, iar pe de altă parte, prin afinitatea litofacială și paleobotanică ce o are cu depozitele jurasice.

Peste conglomeratele bazale care am văzut că sînt mai bine dezvoltate numai la Doman, se întîlnește o succesiune de depozite constituite din alternanțe de gresii micacee cu gresii argiloase negre, în care la diferite nivele se dispun intercalații de cărbuni și argile refractare. Grosimea acestor depozite atinge cca 250 m în partea centrală a zonei (la Anina). Se constată însă, că pe marginile bazinului, mai ales pe cea estică, între valea Comarnicului și valea Predilcova, aceste depozite îmbracă un facies grezos grosier de culoare cenușie sau verzuie, cînd sînt alterate și fără intercalații de cărbuni sau de argile refractare. Acesta este faciesul lateral depus de torenții de pe continent, pe cînd primul este faciesul paralic, în care fazele marine alternau cu faze lagunar-continentale, cînd se dezvoltau turbăriile care au furnizat materialul necesar formării cărbunilor.

Regiunea în care Liasicul inferior în facies paralic are o dezvoltare completă, este cea de la obîrșia văii Anina și a văii Minișului. Numeroasele lucrări miniere executate în regiunea Anina, au permis întocmirea unei coloane stratigrafice complete a depozitelor Liasicului inferior. Funcție de poziția stratelor de cărbuni interceptate la diverse nivele, s-a stabilit următoarea succesiune pornind din bază către partea superioară:

30 — 40 m conglomerate și gresii micacee (în bază);
0,3 — 1,5 m stratul de cărbune nr. 1;
7 — 8 m gresii grosiere alternînd cu gresii fine;
0,7 — 1,3 m stratul de cărbune nr. 2;
10 — 11 m gresie cuarțitică dură;
0,4 — 1 m stratul de cărbune nr. 3;
1 — 2 m argile refractare;
25 — 35 m microconglomerate alternînd cu gresii micacee grosiere;
0.9 — 1 m stratul de cărbune nr. 4;
35 — 45 m alternanță de gresii micafere fine cu microconglomerate;

[1]) Limita paleobotanică între Rhetic și Liasic inferior în Carpații Meridionali. Comun. Congresului Geol. de la Luxemburg — 1962.

Institutul Geologic al României

0,4— 0,6 m stratul de cărbune nr. 5;
30 —35 m alternanță de gresii și microconglomerate;
0,3— 0,5 m stratul de cărbune nr. 6;
15 —16 m gresii dure alternînd cu gresii șistoase;
1,2— 3,5 m stratul de cărbune nr. 7 (principal);
20 —30 m gresii fine șistoase;
0,5— 1 m stratul de cărbune nr. 8 (peste care urmează argilele bituminoase).

Această coloană stratigrafică a fost stabilită pe baza lucrărilor miniere, ea își are valabilitatea numai pentru perimetrul minier Steierdorf—Anina (Puțul Ponor—Puțul Central și Puțul Principal). Variația mare de facies care se constată atît pe verticală, cît și pe direcție, nu permite corelarea pe suprafețe mai mari a succesiunii stratigrafice stabilite la Anina. În acest sens, trebuie să menționez faptul că la Doman, se întîlnesc numai două strate de cărbuni și acestea plasate la partea superioară a depozitelor greso-conglomeratice. Acest ultim fapt ne sugerează ideea, că partea bazală a Liasicului inferior de la Doman este sterilă, deși ca timp, ea corespunde părții bazale de la Anina, în care am văzut că s-au depus mai multe strate de cărbuni. Această interpretare duce la două concluzii importante: stratele de cărbuni din zonă prezintă o dezvoltare lenticulară, care variază foarte mult ca extindere pe direcție; iar pachetul inferior de conglomerate cuarțitice, foarte gros la Doman, este un facies lateral (steril) al pachetului bazal productiv de la Anina. Ultima concluzie vine în sprijinul afirmației noastre prin care arătam, că nu se poate discuta de un Rhetic propriu-zis în această zonă, așa cum afirmă Al. Semaka, ci mai repede de o floră rhetică care mai persistă și în Liasicul inferior. În sprijinul acestei interpretări vin și formele de floră fosilă citate de Roth Telegd (27) ca: *Zamites schmideli* Sternb., *Baiera teniata* Braun., *Taeniopteris* cf. *vittata* Brong. *Pterophyllum rigidum* Andr., *Alethopteris dentata* Göpp. și mai ales stabilirea zonei cu *Nilsonia orientalis*, la Anina și Doman, care indică neîndoios vîrsta liasic inferioară a depozitelor grezo-conglomeratice.

Al. Semaka arată că s-ar putea să fie reprezentat și o parte din Liasicul mediu, la partea cu totul superioară a depozitelor cu cărbuni de la Doman. Acest lucru nu este imposibil dacă ne gîndim la trecerea gradată, care există între seria grezo-conglomeratică și seria de argile bituminoase de la partea superioară a Liasicului.

În ceea ce privește faciesul marginal al Liasicului inferior trebuie accentuat faptul că pe marginea estică a zonei, începînd cu valea Bîrzavei și pînă în valea Predilcova, se întîlnesc depozite constituite din conglomerate grosiere cenușii-gălbui în partea bazală și gresii grosiere alternînd cu gresii mai fine micacee la partea superioară, dar care sînt lipsite de cărbuni. Am arătat cărui fapt s-ar datora lipsa cărbunilor în acest facies, mai rămîne să adăugăm că o parte din depozitele grezo-conglomeratice din această regiune aparțin Doggerului, așa cum vom arăta la locul indicat.

Institutul Geologic al României

Liasicul mediu și superior. De la seria grezo-conglomeratică a Liasicului inferior se trece progresiv, prin intermediul unor intercalații subțiri de gresii fine micacee, negricioase, la argile negre bituminoase, foioase, cu lentile de sferosiderite și apoi la un pachet de argile-marnoase cenușii-negricioase cu *Hildoceras bifrons.* Grosimea acestei serii este greu de stabilit deoarece ea este foarte tectonizată, chiar acolo unde apare normal încadrată între formațiuni imediat mai vechi și mai noi. Din datele de foraj și din lucrările miniere grosimea șisturilor argiloase a fost apreciată la cca 200 m, însă trebuie specificat că această grosime este valabilă numai pentru regiunea anticlinalului Anina și pe prelungirea nordică și sudică a acestuia, respectiv în regiunea centrală a bazinului. Pe marginile bazinului, spre E și spre W, grosimea argilelor bituminoase scade pe măsură ce ne îndepărtăm de axul anticlinalului Anina, pînă ajunge la totală dispariție, așa cum se întîmplă pe marginea estică a zonei, la E de valea Buhuiului și de valea Carașului, unde nu se întîlnesc argile bituminoase peste gresiile Liasicului inferior. Acest fapt se datorește ariei de răspîndire mai restrînsă a mării în timpul Liasicului mediu și superior, față de extinderea mării din timpul Liasicului inferior.

Lipsa argumentelor paleontologice nu îngăduie precizări stratigrafice riguroase. Se cunoaște numai faptul că, flora din orizontul cu cărbuni indică vîrsta Liasic-inferior și se mai cunoaște că la partea cu totul superioară a argilelor bituminoase, pe o grosime de cca 10 m, se întîlnesc marne negricioase ce conțin forme de *Hildoceras bifrons* BRONG., care indică prezența Toarcianului superior. Această formă a fost menționată de J. HALAVÁTS (9) din partea superioară a argilelor bituminoase de la Doman și a fost identificată recent la Anina (18). Fiind bine stabilită poziția geometrică a argilelor bituminoase, între Liasicul inferior și Toarcianul superior și ținînd seama de continuitatea de sedimentare, care se poate observa în cadrul acestor depozite, considerăm argilele bituminoase ca reprezentînd Liasicul mediu și superior.

Doggerul. Pentru a lămuri o seamă de probleme de ordin stratigrafic în legătură cu Jurasicul inferior și mediu voi prezenta o descriere mai amănunțită a acestei formațiuni.

Doggerul este reprezentat prin trei faciesuri bine individualizate din punct de vedere litologic și faunistic:

Faciesul central. Acesta este bine dezvoltat în zona de maximă adîncime a bazinului, care se situează pe direcția Doman—Prolaz—Anina—valea Minișului—Beul Sec—pîrîul Rău (Padina Matei), pîrîul Ali Beg (Dunăre). În continuitate de sedimentare peste marnele Toarcianului superior urmează marne grezoase micacee, de culoare cenușie ce atinge o grosime de cca 40 m. În partea bazală acestea conțin pe o grosime de 5—10 m, frecvente forme de amoniți din care se citează (24): *Leioceras opalinum* REIN. și *Ludwigia murchisonae* SOW., forme caracteristice

Institutul Geologic al României

pentru Aalenian. În restul succesiunii se întîlnesc numeroase lamelibranchiate, printre care A. NĂSTĂSEANU [1]) citează, de la Anina și forme de *Ostrea acuminata* SOW.

Această formă este frecventă în zona cu *Strenoceras subfurcatum* care caracterizează partea bazală a Bajocianului superior. Marnele cu *Ostrea acuminata* trec progresiv la marne compacte cenușii puțin fosilifere, groase de cca 10 m. De la partea superioară a acestora, A. NĂSTĂSEANU citează, de la Prolaz, forme de *Ostrea knorri* ZIETEN, care pun în evidență prezența Bathonianului mediu. Aceste marne trec pe nesimțite la marno-calcare cenușii compacte, cu o grosime de 50 m. În baza acestui pachet se individualizează un banc gros de 3 m, în care am identificat numeroase forme de *Gryphaea calceola* QUENST., și de *Clydoniceras discus* SOW. Asociația intimă a acestor forme impune o precizare în legătură cu «stratele cu *Gryphaea calceola* și *Harpoceras murchisonae*», pe care ROTH v. TELEGD (26) le plasează la partea superioară a Jurei brune în sensul că, nu se poate admite ca zona cu *murchisonae* din Aalenian, să coexiste în același orizont cu zona cu *discus* din Bradfordian. Probabil că este la mijloc o greșală provenită din modul de colectare sau de determinare, deoarece *Gryphaea calceola* apare numai în orizontul cu *C. discus*.

Recent am avut ocazia să determinăm o formă de *Clydoniceras hollandi* (BUCKMAN), înmînată de P. VÎLCEANU, care a recoltat-o de la Prolaz din marno-calcarele ce stau peste depozitele cu *Ostrea knorri*. Această formă vine să întărească prezența Bradfordianului din această zonă,c are de altfel a fost dovedit mai de mult (18).

Peste bancul cu *Gryphaea* și *Clydoniceras* urmează un pachet de marne, în care se remarcă frecvența deosebit de mare a exemplarelor de *Posidonomya buchi* ROEMER (= *P. alpina* GRASS) și numeroase alte lamellibranchiate. Deasupra, urmează un pachet de marno-calcare cu concrețiuni elipsoidale de calcare grezoase, gros de 25 m, în care abundă forme de: *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH., *Posidonomya buchi* ROEMER, *Clamys fibrosus* SOW., *Entolium spathulatus* ROEMER, *E. cingulatus* GOLDFUSS, etc. Peste acest ultim pachet urmează un nivel cu elipsoizi silicioși care marchează schimbarea de facies de la începutul Malmului.

F a c i e s u l v e s t i c. Pe marginea vestică a bazinului Doggerul îmbracă la început un facies de mare mai puțin adîncă, pentru ca mai tîrziu (în Bathonian) să se instaleze un facies de mare mai adîncă, foarte asemănător celui din centrul zonei. Acest facies are o mare răspîndire între localitățile Gîrliște și Oravița, unde se dispune direct pe depozite permiene, iar pe o suprafață mult mai restrînsă, aflorează între Sasca și Moldova Nouă. Din prima regiune, de pe versantul de NE al Dealului Fața Natrei, ROTH v. TELEGD (26) menționează, că dintr-o serie grezoasă

[1]) Contribuțiuni la cunoașterea faunei de lamelibranchiate din Doggerul de la Anina. Comun. Universității București. 1959.

Institutul Geologic al României

care stă pe cuarțite permiene și suportă marne cu *Gryphaea calceola*, a recoltat numeroase exemplare de *Ostrea* și o impresiune de *Spiriferina*, fapt pentru care a atribuit acestor depozite vîrsta liasică.

Profilul cel mai complet prin aceste depozite îl oferă valea Jitinului, unde se întîlnește următoarea succesiune: peste gresiile și conglomeratele cenușii sau roșii ale Permianului, se dispune un pachet de gresii mărunt conglomeratice ce trec la calcare grezoase spatice, totalizînd o grosime de 25 m. În baza acestui pachet se individualizează un banc gros de 2 m de gresii mărunt conglomeratice, bogat fosilifere, din care am determinat numeroase exemplare de *Ostrea acuminata* Sow. Acest nivel ne permite să semnalăm prezența Bajocianului superior în baza depozitelor din faciesul vestic. Trebuie să menționăm faptul că ceea ce a fost considerat (26) pînă acum Liasic cu faună, sau faciesul «marin al Liasicului» (18), este în realitate acest pachet care conține în bază nivelul cu *O. acuminata*. În consecință impresiunea de *Spiriferina*, menționată de Roth Telegd (26), apare ca un exemplar impropriu unei determinări.

Gresiile calcaroase spatice suportă în continuitate de sedimentare un pachet gros de 15 m, constituit din marnocalcare cenușii, care conțin frecvente forme de *Gryphaea calceola* Quenst. Acestea trec progresiv la marno-calcare cu foarte rare concrețiuni grezo-calcaroase elipsoidale, ce ating o grosime de 15 m, reprezentînd echivalentul zonei cu *macrocephalus*. Apoi, urmează nivelul cu elipsoizi silicioși ce aparțin Callovianului.

Faciesul estic. Pe marginea estică a bazinului începînd din valea Bîrzavei și pînă la Dunăre, s-au depus conglomerate mărunte și gresii calcaroase spatice cu o bogată faună de lamellibranchiate, considerate ca aparținînd Liasicului. (16, 24). Grosimea acestor depozite este foarte variabilă dar întotdeauna mai mică decît în centrul și estul bazinului, în genere fiind cuprinsă între 5—50 m. Pentru a ilustra acest fapt vom da cîteva exemple:

Pe valea Comarnicului, peste conglomeratele Liasicului inferior se dispun, 5 m de gresii mărunt conglomeratice, care suportă 10 m de calcare grezoase spatice cu frecvente radiole de echinizi și numeroase brachiopode, iar peste acestea urmează un nivel cu elipsoizi silicioși și calcare cu concrețiuni silicioase ce aparțin Callovianului.

Pe malul stîng al rîului Alb, direct peste argilele grezoase roșii ale Permianului, se dezvoltă pe o grosime de 7—10 m gresii mărunt conglomeratice în bază și gresii sau calcare către partea superioară, cu frecvente forme de: *Pholadomia*, *Panopaea*, *Homomya*, *Trigonia*, *Gervilleia*, etc. Această asociație este cunoscută ca frecventă din Bajocian pînă în Bathonianul superior. În lungul văii Carașului, între valea Comarnicului și valea Buhui, se întîlnesc gresii cenușii uneori conglomeratice, mai puțin spatice însă, cu aceiași asociație faunistică, în care se remarcă frecvența formei de *Gervilleia acuta* Sow. Din aceste depozite, de la Cereșnaia, se citează

Institutul Geologic al României

(24) forme de: *Pinna, Plicatula, Gervilleia*, etc. și autorul trage concluzia că depozitele aparțin Liasicului în facies marin.

La est de Pleșiva se întîlnesc conglomerate mărunte, gresii și gresii calcaroase spatice, considerate de V. MUTIHAC (16) liasice, dar în care se găsesc lamellibranchiate printre care abundă forma de *Gervilleia acuta*, pe baza căreia S. NĂSTĂSEANU [1]) le-a atribuit Doggerului. Recent, C. BOLDUR și P. MIHALACHE [2]) menționează și prezența formei de *Ostrea acuminata*. De sub aceste gresii aflorează din loc în loc, de-a lungul dislocației Pleșiva, marne cenușii negre ce conțin o asociație de lamellibranchiate mici (Corbule, etc.), cunoscută în Aalenianul de la Anina. La partea superioară suportă marne grezoase cu *Gryphaea calceola* și *Clydoniceras discus* SOW. În afară de aceste forme care am văzut că pledează pentru existența Bradfordianului, C. BOLDUR, I. STĂNOIU și AL. STILLA [3]) citează forma *Oecotraustes* cf. *nodifer* BUCK., cunoscută în Bathonianul inferior. Doggerul de la Pleșiva se situează într-o zonă mai internă a bazinului de sedimentare și prezintă unele afinități în ceea ce privește mai ales Aalenianul și Bathonianul cu cel din centrul bazinului, oferindu-ne prin aceasta indicația că aici se situează zona de interpătrundere a faciesului central cu faciesul estic. În ceea ce privește concluziile generale asupra conținutului stratigrafic al Doggerului am arătat deja că este indicat să se alăture Aalenianul la Dogger (după schema lui ARKELL), iar zona cu *macrocephalus* să fie atașată la Bradfordian.

În concluzie trebuie accentuat faptul că în centrul zonei Doggerul este dezvoltat în întregime, pe marginea vestică este reprezentat prin Bajocian superior — Bradfordian, iar pe marginea estică ajunge uneori să fie reprezentat numai prin echivalentul grezo-calcaros al Bradfordianului. Grosimea Doggerului în zona de dezvoltare optimă atinge aproape 125 m.

Malmul. Partea superioară a Jurasicului îmbracă un facies predominant calcaros, în care s-au separat următoarele etaje:

Callovianul. Indiferent de faciesul pe care-l îmbracă depozitele doggerului, ele suportă în toată zona un orizont de elipsoizi silicioși gros de cca 20 m, care trece progresiv la calcare grezoase cu concrețiuni silicioase cunoscute, în centrul bazinului, sub numele de calcare de Gumpina (18). Pe marginea bazinului calcarele de Gumpina trec lateral la calcare spatice cu entroce de crinoizi. Grosimea totală a Callovianului este de cca 200 m în centrul bazinului și mult mai mică pe marginea acestuia.

[1]) Faciesurile Doggerului din zona Reșița—Moldova Nouă. Comun. Congresului al V-lea al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice. București 1961.

[2]) Asupra importanței stratigrafice a unei faune de lamellibranchiate din Jurasicul mediu al structurii Pleșiva. Comun. Com. Geologic. București 1962.

[3]) Considerațiuni asupra Doggerului din structura Pleșiva, zona Reșița—Moldova Nouă. Comun. Com. Geol. București 1962.

Institutul Geologic al României

Calcarele cu accidente silicioase care constituie faciesul central al Callovianului, au culoare cenușie în spărtură proaspătă sau alb-gălbuie atunci cînd sînt alterate. Ele capătă un aspect foarte caracteristic atunci cînd au suferit o erodare lentă, sub acțiunea apei, prin aceea că se îndepărtează carbonatul de calciu și rămîne silicea în evidență. În zonele acoperite se poate identifica cu ușurință existența Callovianului, prin abundența de gruz silicios, care acoperă terenul respectiv. Uneori în calcare se întîlnesc și intercalații mai marnoase din care, J. BÖCKH (2) menționează un exemplar de *Harpoceras punctatum* SCHLOTH., și trage concluzia că acesta indică prezența Callovianului mediu. Din aceeași serie V. MUTIHAC (16) citează din valea Albilor forme de *Phylloceras subobtusum* KUD., *Belemnites hastatus* BLAINV. și *Perisphinctes* aff. *spirorbis* NEUM., iar din regiunea Steierdorf determină un fragment de *Reineckeia* aff. *anceps* REIN., forme care confirmă de asemenea prezența Callovianului mediu.

Pe marginea estică a zonei începînd de la S de Cuptoare Secul și pînă în culmea Bărăția (Lăpușnic), depozitele calloviene suferă o evidentă variație de facies. Astfel se constată că, de la nivelul cu elipsoizi silicioși cunoscut în tot bazinul în baza Callovianului, se trece la un pachet (gros de 10—20 m) de calcare cu foarte multe accidente silicioase și de la acestea se trece gradat la calcare spatice cu numeroase entroce de crinoizi, sau la calcare grezoase spatice, uneori glauconitice. (valea Toplița) cu amoniți. Peste această serie cu o grosime de cca 50—60 m se dispun transgresiv calcarele de valea Aninei (Oxfordian superior—Kimmeridgian inferior).

Studiul amănunțit efectuat de GR. RĂILEANU și A. NĂSTĂSEANU [1]), asupra faunei de amoniți recoltată din calcarele grezoase spatice de pe valea Toplița, a pus în evidență următoarele forme: *Hecticoceras punctatum* STAHL, *H. cracoviense* NEUMAYR., *Grossouvria variabilis* (LAHUSEN), etc. Asociația formelor menționate este caracteristică Callovianului mediu, în consecință calcarele spatice cu entroce se pot paraleliza cu partea medie și superioară a calcarelor de Gumpina din centrul zonei.

În ceea ce privește Callovianul superior din centrul zonei, acesta trebuie să fie cuprins în partea cu totul bazală a marnelor de Tămașa, iar pe marginile zonei nu se observă fiind depășit de ingresiunea calcarelor Oxfordianului superior—Kimmeridgianului inferior.

Oxfordianul inferior. Depozitele calloviene din centrul zonei trec progresiv mai întîi la marno-calcare, apoi la marne și în cele din urmă din nou la calcare.

Prima informație despre existența Oxfordianului o datorăm lui M. NEUMAYR (17) care determină dintr-o serie marnoasă din regiunea Steierdorf—Anina următoarea faună: *Aspidoceras perarmatum* SOW., *A. ruppellense* D'ORB., *Perisphinctes*

[1]) Contribuțiuni la cunoașterea stratigrafiei Jurasicului superior din zona Reșița. Comun. Univ. București 1962.

Institutul Geologic al României

plicatilis Sow., *P. poliplocus* Rein., *Hinnites velatus* Goldf., *Oppelia bachiana* Opp., *Rhynchonella* cf. *trilobata* Ziet., *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb.

Deși a fost semnalat Oxfordianul nu s-a încercat separarea lui cartografică de restul depozitelor Malmului. Acest lucru s-a făcut pentru prima dată în 1954 cînd sub denumirea de strate de Tămașa S. Năstăseanu [1]), separă un pachet de marno-calcare, cuprins între calcarele calloviene la bază și calcarele cu intercalații silicioase la partea superioară denumite, de același autor, strate de valea Aninei. Mai tîrziu s-a arătat (18) că stratele de Tămașa, care conțin forme de *Euaspidoceras perarmatum* Sow., (pe valea Celnicului Mic), trec lateral într-un facies calcaros spatic cu foarte multe entroce de crinoizi și amoniți (valea Toplița), care de fapt aparțin Callovianului, așa cum am arătat mai sus.

În Oxfordian se observă totuși o evidentă tendință de înlocuire a faciesului marnos cu unul calcaros. Astfel, pe valea Jejnița, în poienile denumite La Tămașa, Oxfordianul îmbracă un facies pur marnos, pe cînd în restul zonei se constată un facies marno-calcaros șistos care stă pe depozitele calloviene și apoi trece repede la calcare fine cu intercalații silicioase stratiforme, fapt care îngreunează foarte mult separarea cartografică a marnelor de Tămașa. Variația mare de grosime a acestor depozite este dată de faciesul pe care-l îmbracă stratele de Tămașa, în sensul că atunci cînd acestea sînt subțiri se îngroașe mult seria imediat superioară și invers.

Stratele de Tămașa au fost considerate (16, 18, 21) ca reprezentînd întregul Oxfordian, trebuie însă precizat că aceste depozite aparțin Oxfordianului inferior așa cum indică prezența formei de *Euaspidoceras perarmatum.*

Oxfordianul superior—Kimmeridgianul inferior. Stratele de valea Aninei le-am separat cartografic în anul 1954. Ele sînt reprezentate prin calcare cenușii-gălbui, fine, dispuse în bancuri 20—40 cm și prezintă numeroase intercalații silicioase dispuse aproape continuu, sub formă de benzi groase de 5—15 cm sau sub formă de lentile. Prin repetarea deasă a acestor benzi silicioase seria capătă un aspect foarte caracteristic, care a permis separarea cu ușurință a stratelor de valea Aninei de restul depozitelor.

O altă caracteristică a stratelor de valea Aninei o dau bancurile masive de calcare groase de 10—25 m care se interpun în succesiunea calcarelor evident stratificate la trei nivele foarte apropiate de partea superioară a suitei de depozite, care însumează o grosime totală în jur de 250 m. În aceste bancuri masive se găsesc frecvent corali solitari sau în colonii (pe valea Carașului, valea Sodolului, valea Albilor, etc.). Uneori calcarele de valea Aninei comportă și intercalații de calcare spatice așa cum se poate vedea la W de Vf. Ponor (Doman) sau la W de Vf. Porcari (Brădet), sau calcare dolomitice ce se întîlnesc pe valea Jejnita, Vf. Cobeliște, etc.

[1]) Raport geologic în regiunea Anina. Arh. Com. Geol. București, 1954.

Institutul Geologic al României

Stratele de valea Aninei au fost considerate ca reprezentînd Lusitanian —Kimmeridgianul (16, 18, 21), însă prin faptul că ele înlocuiesc uneori o bună parte din Oxfordianul inferior și au acele benzi silicioase asemănătoare jaspurilor oxfordiene din restul Banatului, le repartizăm în cea mai mare parte Oxfordianului superior.

Lipsa de faună provoacă greutăți în stabilirea cu exactitate a vîrstei acestei serii și de aceea avem o rezervă în ceea ce privește atribuirea lor în întregime la Oxfordianul superior, în sensul că s-ar putea ca partea superioară a stratelor de valea Aninei să aparțină Kimeridgianului inferior. Această presupunere se bazează pe continuitatea de sedimmentare ce există între stratele de valea Aninei și stratele de Brădet a căror vîrstă este Kimmeridgian superior (Tithonian inferior).

Trebuie reținut faptul că stratele de valea Aninei pe marginile bazinului depășesc termeni mai vechi ajungînd să stea direct pe Callovian (la SE de Cuptoare, pe valea Toplița și pe valea Carașului), pe Liasic (valea Sodol), pe Permian (la E și SE de Cuptoare—Secul), sau chiar pe Cristalin (Goruia). În aceste cazuri în baza calcarelor se întîlnesc elemente remaniate din formațiunile peste care s-au depus.

Kimmeridgianul superior (Tithonianul inferior.) Sub denumirea de strate de Brădet (18) s-au înglobat depozitele constituite din calcare noduloase fosilifere de la partea superioară a stratelor de valea Aninei, care ating o grosime de cca 100 m. Am arătat că relațiile dintre aceste serii sînt determinate de continuitatea de sedimentare, datorită căreia nu se poate stabili o limită stratigrafică clară între Oxfordian și Kimmeridgian. Determinările de faună făcute de V. UHLIG (38) din calcarele noduloase, din cariera Bibel de pe platoul Brădet (Anina) și completate mai tîrziu (30, 31) au dus la identificarea următoarelor forme: *Perisphinctes contiguus* CAT., *P. colubrinus* REIN., *Harpoceras elimatum* OPP., *H. staszycii* ZEUSCH., *H. tithonicum* OPP., *Aspidoceras cyclotum* OPP., *Aptychus exsculptus* SCHAUR., *A. beyrichi* OPP., *A. lamellosus* MÜNST., *A. (Laevaptychus) laevis* QUENST., *Terebratula (Pygope) janitor* PICT., *Rhynchonella* af. *sparsicosta* OPP., etc. Din același loc s-a determinat (18) și forme de *Aspidoceras achanticum* OPP. și *Streblites litographycus* OPP.

Analizînd formele citate se constată că ele se întîlnesc în zone paleontologice care definesc prezența Kimmeridgianului superior (Tithonianul inferior). În consecință vîrsta Kimmeridgian superior (Tithonian inferior) acordată acestor depozite este întemeiată.

În ceea ce privește faciesul recifal al Jurasicului superior, menționat de numeroși cercetători (2, 5, 16), am arătat în repetate rînduri (18, 21) că n-a mai fost identificat de noi. Ultimele cercetări, al căror rezultat nu l-am consemnat pînă acum în nici o lucrare, au arătat că și în regiunea de NE și de E a zonei (valea Doman, valea Sodol, Vf. Gruiul Casei și la izbucul Coronini) sînt prezente calcare de Brădet —Kimmeridgian superior—(Tithonian inferior). În felul acesta se elucidează complet

Institutul Geologic al României

problema faciesului de Stramberg, în sensul că acesta nu se dezvoltă în nici o parte a zonei Reșița—Moldova Nouă.

Tithonianul superior. De la calcarele noduloase se trece gradat la calcarele gălbui fine (litografice), cu rare accidente silicioase sferice care au fost denumite calcare de Judina (12) sau calcare de Marila (18). Aceste calcare ating o grosime de 200 m și în genere sînt lipsite de macrofaună, în schimb conțin numeroase exemplare de *Calpionella alpina* LORENZ și *C. elliptica* CADISCH. Vîrsta acestor calcare a fost mult discutată, astfel ele au fost atribuite: Neocomianului inferior (12), Malmului (5,25), Tithonianului—Cretacicului inferior (18), Berriasianului (15, 16) și Tithonianului superior—Berriasianului (21). Plecînd de la observația făcută pe valea Ciclovei, că la partea cu totul superioară a calcarelor de Marila, respectiv partea bazală a marnelor de Crivina, se întîlnesc bancuri de calcare fine alternînd cu strate de marno-calcare ce conțin fauna de berriaselle citată (15), am ajuns la concluzia că toată stiva de calcare litografice (calcarele de Judina = calcarele de Marila) aparține Tothonianului superior.

Cretacicul. Continuitatea de sedimentare dintre Jurasic și Cretacic permite o trecere gradată între aceste formațiuni, care se face prin înlocuirea progresivă a faciesului calcaros din Jurasicul superior, cu unul marnos care se instalează la începutul Cretacicului inferior.

Precizarea făcută mai sus în legătură cu localizarea faunei de berriaselle (din valea Ciclovei), a condus la rezolvarea problemei trasării limitei dintre Jurasic și Cretacic. Astfel, limita se trasează deasupra calcarelor de Marila, la nivelul primelor intercalații de marne, în care se găsește fauna berriasiană.

În ceea ce privește compoziția litofacială a depozitelor cretacice se constată că, în partea bazală sînt marnoase, în partea mijlocie sînt predominant calcaroase, iar la partea superioară sînt grezo-conglomeratice.

Berriasianul. Între calcarele de Marila și marnele de Crivina se dezvoltă, pe o grosime stratigrafică de 40 m, o alternanță deasă de marne cu calcare fine, care constituie pachetul din care a fost recoltată fauna de berriaselle. Prin determinările făcute de V. MUTIHAC (15) s-a pus în evidență prezența formelor: *Berriassella grandis* MAZENOT, *B. latecostata* KIL., *B.* aff. *incomposita* RET., *B.* cf. *boissieri* PICT., în consecință s-a stabilit vîrsta berriasiană a acestui pachet.

Valanginianul. De la alternanța de calcare cu marne a Berriasianului se trece gradat la marno-calcare și marne cenușii șistoase, respectiv marnele de Crivina, care ating o grosime de cca 100 m. Culoarea cenușiu deschisă sau gălbuie, precum și lipsa paietelor de mică constituie caracteristicile litologice principale, care înlătură posibilitățile de confundare cu marnele Doggerului sau ale Oxfordianului, cu care se aseamănă foarte mult marnele de Crivina.

Din marnele de Crivina de pe flancul vestic al anticlinalului Anina, la E de Glava, s-a determinat (16) următoarea faună: *Baculites neocomiensis* D'ORB., *Thur-*

Institutul Geologic al României

mannia cf. *lucensis* SAY., *Leopoldia* cf. *provincialis* SAY., *Neocomites eucyrtus* SAY., *Neocomites neocomiensis* d'ORB., etc.

Prezența formei de *Neocomites neocomiensis* care este o formă conducătoare pentru Valanginian, dă posibilitatea de a acorda marnelor de Crivina vîrsta valanginiană.

Hauterivianul. Acest etaj a fost descris litologic și documentat paleontologic într-o lucrare întocmită de S. NĂSTĂSEANU și AL. DINCĂ [1]), separîndu-l astfel pentru prima dată de restul depozitelor eocretacice. În lucrarea menționată s-a arătat că Hauterivianul îmbracă două faciesuri deosebite: unul central marnos-calcaros și altul marginal calcaros. Grosimea Hautevivianului este de cca 250 m pe valea Minișului și mult mai mică pe marginea bazinului (cca 50—100 m).

Faciesul central este bine reprezentat pe valea Minișului unde, la E de cantonul c.f.f. Crivina, se constată o accentuare bruscă a reliefului, care corespunde limitei dintre marnele de Crivina și marno-calcarele hauteriviene. Acestea din urmă încep printr-o alternanță de marnocalcare cenușii-gălbui cu calcare gălbui, dispuse în bancuri groase de 1—10 m și cu frecvente concrețiuni elipsoidale de silice ce ating dimensiuni pînă la 40 cm în diametru. În bancurile mai marnoase s-a găsit un cuib fosilifer cu foarte multe forme de *Collyrites ovulum* (DES.) D'ORB.

Faciesul marginal este constituit aproape exclusiv din calcare cenușii sau gălbui, care cu greu s-ar deosebi de calcarele urgoniene, dacă n-ar exista concrețiunile de silice și mai ales fauna. Astfel, începînd din valea Minișului spre NE sau spre SE se constată că intercalațiile marnoase dispar și locul lor este ocupat de marnocalcare gri-gălbui, dure, foarte puțin șistoase și cu frecvente concrețiuni de silice. În aceste depozite pe partea estică a culmii Colonovăț (la Cobelișțe) s-a găsit o bogată faună de amoniți și resturi de echinide. Dintre acestea se citează: *Olcostephanus astierianus* (D'ORB.), *O. sayni* KIL., *O. scissus* BAUMB., *O.* cf. *filosus* BAUMB. și resturi de *Collyrites*. Mai spre N, depozitele marno-calcaroase își pierd șistozitatea și trec la calcare gălbui masive, cu concrețiuni de silice. În aceste calcare s-au întîlnit numeroase forme, din care se citează: *Olcostephanus sayni* KIL., *Terebratulla sella* SOW., *Zeilleria moutoni* D'ORB., *Kilianella roubaudiana* D'ORB., etc.

Analizînd fauna menționată în cele două faciesuri rezultă că *Olcostephanus astierianus*, care este fosil conducător pentru Hauterivianul inferior, se găsește în seria predominant calcaroasă cu concrețiuni silicioase, iar *Collyrites ovulum*, cunoscut în Hauterivian, provine din seria predominant marno-calcaroasă, în consecință ambele faciesuri aparțin Hauterivianului. Am insistat asupra acestei formațiuni, deoarece într-o lucrare recentă (16) s-a înglobat depozitele calcaroase cu concrețiuni de silice la baza Urgonianului (Barremian inferior), iar Hauterivianul a fost inclus în marnele de Crivina.

[1]) Contribuțiuni la cunoașterea Hauterivianului din zona Reșița—Moldova Nouă—Banat. Comun. Com. Geol. București, 1961.

Institutul Geologic al României

Barremianul și Apțianul inferior. Peste marnocalcarele sau calcarele cu concrețiuni de silice ale Hauterivianului, se dispune un pachet de calcare recifale cu rudiști, gros de cca 300 m. Aceste depozite marchează o schimbare litofacială bruscă, față de restul Cretacicului inferior, prin aceea că, în centrul bazinului se trece destul de repede de la faciesul marno-calcaros al Hauterivianului la calcare albe, zaharoide, masive, cu frecvente requienii și corali. Calcarele recifale marchează începutul unor schimbări ale mediului marin și această schimbare își are cauza în mișcările tectonice care se semnalează la începutul Barremianului. Tot un efect al acestor mișcări este și caracterul transgresiv al calcarelor recifale, care depășesc termenii mai vechi și ajung să stea direct pe Cristalinul țărmului estic al bazinului. Vîrsta calcarelor recifale se consideră ca fiind Barremian—Apțian inferior, aceasta pe baza formelor de pachiodonte și pe baza poziției lor geometrice. Se cunoaște precis poziția superioară a calcarelor recifale față de Hauterivian și poziția lor inferioară față de seria superioară în care a fost identificată *Orbitolina lenticularis* LAM., care indică Apțianul superior. În consecință calcarele recifale masive, astfel încadrate, aparțin Barremian—Apțianului inferior în facies urgonian. În afară de acestea se menționează (18) și prezența formei de *Toucasia carinata* MATH., formă frecventă în Urgonian.

Apțianul superior. Calcarele recifale masive cu pachiodonte trec progresiv la calcare organogene cenușii sau roșii, care prezintă intercalații de marne cu numeroase orbitoline și echinide. Acestea suportă la partea superioară calcare cenușii sau gălbui organogene. Limita dintre Apțianul inferior și cel superior este greu de trasat din cauza faciesului calcaros asemănător și a faunei de lamellibranchiate comune. Singurul criteriu de separare l-a constituit marnele cu *Orbitolina lenticularis* LAM., însă și acestea, se găsesc dispuse la diferite nivele și nu au o dezvoltare continuă, deci nu pot constitui un reper cartografic prea bun. În reprezentarea limitei cartografice s-a ținut seama de aceste marne cu orbitoline și de aspectul calcarelor mai stratificate în Apțianul superior.

Din intercalațiile marnoase cu orbitoline am determinat din valea Radimna și valea Tisei (Moldova Nouă) următoarele forme de echinide: *Salenia mammillata* COTTEAU, *Peltastes archiaci* COTTEAU, *Salenia prestensis* DESOR., *Pseudodiadema malbosi* COTTEAU, *P. carthusianum* DESOR., *Codechinus rotundus* DESOR., *Echinospatagus collegni* D'ORBINY.

Dintre formele menționate, care sînt frecvente în Apțian, prima și ultima sînt citate numai din Apțianul superior, în consecință fauna de echinide vine să întărească afirmația că aceste depozite aparțin Apțianului superior.

Albianul. Peste depozitele Apțianului superior se dispun transgresiv și discordant depozite grezo-conglomeratice în care abundă uneori (valea Golumbului) glauconitul. Aceste depozite care au o grosime de cca 200 m, se găsesc bine dezvoltate într-un sinclinal situat în partea estică a regiunii, între valea Minișului și valea Nerei

Institutul Geologic al României

J. BÖCKH (2) este primul autor care dă o vîrstă documentată acestor depozite, încadrîndu-le Gault—Cenomanianului, pe baza formelor *Terebratula dutempleana* D'ORB. și *Inoceramus salomoni* D'ORB. Mai tîrziu ROTH v. TELEGD (22) mai menționează formele: *Ammonites (Lytoceras) sacya* FORB., și *Sequoia reichenbachi* HEER., și le atribuie vîrsta gault-cenomaniană.

Cercetările mai recente (16) au pus în evidență formele: *Belemnites minimus* LISTER, *Hamites compressus* SOW., *Schaphites circularis* SOW., *Inoceramus* sp. *Nautilus* sp. și *Puzosia* sp.

În afară de acestea V. MUTIHAC (16) a mai determinat două forme de amoniți din colecția minei Anina, care provin din depozitele de pe valea Golumbului și anume: *Douvilléiceras mammillatum* SCHLOT., cu trecere spre *inaequinodum* QUENST. și *Douvilléiceras* aff. *mammillatum* SCHLOT.

Prezența formelor de *Douvilléiceras* indică partea superioară a Albianului inferior, iar forma de *Hamites compressus* ar fi echivalentul celei de a doua zone paleontologice din Albianul superior. Din această analiză, autorul (16) trage concluzia că în depozitele de pe valea Golumbului este reprezentat întreg Albianul.

Lipsa argumentelor paleontologice pentru stabilirea părții bazale a Albianului inferior este foarte importantă pentru noi, deoarece aici trebuie să se situeze prima întrerupere mai importantă în sedimentare, marcată prin discordanța între depozitele Apțianului superior și cele ale Abianului. De altfel lacuna din baza depozitelor albiene este cunoscută și în domeniul Danubian (valea Cernei și platoul Mehedinți) și în fundamentul Cîmpiei Române.

Albian—Cenomanianul. Peste depozitele Apțianului superior din valea Radimnei și de la SE de Cărbunari (valea Vulpilor), se dispune transgresiv o serie calcaroasă, cenușiu-gălbuie, cu intercalații de conglomerate mărunte în bază. Aceste sînt formate în cea mai mare parte din cuarț bine rulat și mai rar din calcare și silice. Elementele de calcare sînt provenite din calcarele jurasice și cretacice care formează fundamentul acestor depozite. În aceste depozite am întîlnit pe valea Radimna o bogată faună de lamellibranchiate, însă sub formă de mulaje, în care abundă genurile: *Pinna*, *Panopea*, *Pholadomia*, *Ostrea* (de talie foarte mare).

Din aceste depozite se citează (3,34) numeroase forme printre care și *Inoceramus salomoni* D'ORB. Ținînd seama de această formă care dă indicații despre existența Albianului, dar și despre faptul că aceste depozite sînt foarte deosebite de cele cunoscute în valea Golumbului (Albiene), considerăm că ele ar putea reprezenta Albianul și Cenomanianul fără să putem face separațiuni. Rămîne ca determinarea faunei din valea Radimnei să aducă o lămurire mai exactă asupra vîrstei acestor depozite.

Depozite grezo-conglomeratice cenușii-verzui mai apropiate ca facies de cele din valea Golumbului, se întîlnesc sub forma unui petec foarte restrîns ca suprafață, la Doman. Pe baza prezenței formei de *Lopha carinata* LAM., le-am considerat ca aparținînd Albian—Cenomanianului.

Institutul Geologic al României

Neozoicul. Peste depozitele mesozoice din zona de care ne ocupăm se întîlnesc din loc în loc mici petece de depozite neogene dintre care menționăm, pe cel de la Carașova, Cărbunari și Moldova Nouă—Coronini. În partea vestică și nordică a zonei se dezvoltă bazine întinse cu depozite neozoice. La Carașova se întîlnesc nisipuri și argile cu intercalații de ligniți xiloizi, considerate ca aparținînd Panonianului. La Cărbunari (Poiana Boiștea) se întînesc nisipuri și argile cu ligniți care de asemenea aparțin Panonianului. Între Moldova Nouă și Coronini se cunosc depozite grezo-marnoase considerate ca aparținînd Sarmațianului.

Formațiuni magmatice. În zona Reșița—Moldova Nouă, depozitele mesozoice au fost străpunse de roci eruptive, care au dat fenomene de contact la diferite nivele în succesiunea depozitelor sedimentare.

Se cunosc porfire care au dat fenomene de contact în Liasicul mediu (argilele bituminoase), această informație este obținută din forajele de la Anina (platoul Brădet) și porfirele din valea Ciungilor care au dat fenomene de contact la limita Bathonian—Callovian. Amploarea mult mai mare o au însă erupțiunile cretacice reprezentate prin granodiorite, care formează corpuri mari ce se pot urmări pe toată rama vestică a bazinului, mai ales de-a lungul dislocației vestice, care a ușurat migrarea magmei spre suprafață. Aceste granodiorite au dat fenomene de contact de amploare mare, uneori metamorfozînd complet rocile de la contact încît nu se mai poate recunoaște cărui etaj aparțin. Asemenea situații se întîlnesc mai ales la Sasca, Cărbunari și Moldova Nouă. Cele mai tinere formațiuni din această zonă, care sînt afectate de venirile de granodiorite sînt calcarele urgo-apțiene. Însă la sud, în regiunea Șopot se cunosc și depozite senoniene afectate de banatite.

TECTONICA

Structura complexă actuală a zonei Reșița—Moldova Nouă s-a realizat în decursul ciclurilor tectonice hercinic și alpin. Mișcările hercinice noi sînt puse în evidență de transgresiunea Stephanianului și de lipsa Permianului mediu și superior, care pledează pentru perioada de exondare ce se înregistrează la sfîrșitul acestor mișcări. Începutul mișcărilor alpine este legat de transgresiunea Liasicului, iar dovezile despre diversele faze ale acestui ciclu de mișcări le oferă transgresiunea Jurasicului inferior și transgresiunea Albian—Cenomanianului. Efectul acestor mișcări a imprimat depozitelor sedimentare structura foarte complicată, exprimată prin linii de dislocație cu plane de încălecare, și prin cute aplecate, sau foarte frecvent cu un flanc laminat.

Primul cercetător care s-a ocupat îndeaproape de tectonica zonei a fost Z. Schréter (33), care a stabilit structurile principale și a trasat liniile majore de dislocație. De la vest spre est se întîlnesc următoarele falii și cute mai importante:

Dislocația vestică. Marginea de vest a zonei este afectată de o dislocație de amploare mare care se urmărește pe toată lungimea zonei începînd din valea Bîrzavei

Institutul Geologic al României

(Moniom) şi pînă la Dunăre (Coronini), de unde se continuă mai departe ajungînd pînă în masivul Rodopi. Această linie de ruptură este bine marcată de contactul dintre Cristalin şi depozitele sedimentare. În regiunea Moniom—Lupac—Vodnic, se constată încălecarea Cristalinului peste depozitele carbonifere. Încălecarea este destul de accentuată fapt care este evidenţiat de limita foarte franjurată dintre Cristalin şi Sedimentar, precum şi petecele de Cristalin rămase pe unele mameloane de la N de Bîrzava (Moniom) semnalate încă de multă vreme (4) şi de petecul de cristalin ce stă tot pe depozite carbonifere pe malul stîng al pîrîului Crîmîşnica (Lupac).

La sud de valea Caraşului dizlocaţia este pusă în evidenţă de contactul dintre Cristalin şi Permian putîndu-se urmări pînă aproape de Ciclova Montană. La S de această localitate Cristalinul vine în contact anormal cu o serie de termeni jurasici (Liasic, Oxfordian superior—Kimmeridgian inferior şi Kimmeridgian superior) de sub care apar din loc în loc depozite permiene sub formă de lame (profilul VII). În acest sector (Ciclova—Ilidia), V. MUTIHAC (16) considerînd calcarele portlandiene transgresive pe Permian şi pe Cristalin, trage concluzia că dislocaţia vestică dispare prin normalizarea relaţiilor dintre Cristalin şi Sedimentar. În consecinţă autorul consideră vîrsta faliei ca fiind antetithoniană sau chiar antejurasică. La sud de Nera dislocaţia este pusă în evidenţă de contactul dintre cristalin şi depozitele liasice de sub care, la Vîrîţi apare şi Permianul (4). Aceste relaţii se menţin aproape continuu pînă la Moldova Nouă, cu excepţia văii Radimnuţa şi obîrşia văii Baron, unde Cristalinul ia contact cu depozitele mesozoice. La sud de pîrîul Apele Albe dislocaţia vestică este decroşată spre E în Vf. Grota Lupilor, unde ia din nou caracterul unei linii de încălecare.

Pe Valea Mare, la eşirea dinspre est a localităţii Moldova Nouă (Str. Minerilor), se poate observa clar tendinţa de încălecare a Cristalinului peste sedimentar. În această vale Cristalinul unităţii de Locva prezintă o direcţie generală N—S cu căderi vestice de 60°—70° şi se dispune direct pe marnele valanginiene care se afundă tot spre vest. Din Valea Mare dislocaţia vestică se urmăreşte spre sud pînă în apropiere de pîrîul Ciuchin, unde este deversată spre vest şi acoperită de depozitele cuaternare. În continuare reapare la sud de Dunăre (Golubăc) în R. S. F. Jugoslavia, unde a fost denumită (36) dizlocaţia Golubac—Kaona.

Cele arătate mai sus ne îngăduie să aducem o precizare în legătură cu vîrsta faliei vestice, în sensul că este o linie de dizlocaţie veche care a fost reactivată în diverse faze de orogeneză, dintre care cea mai recentă a fost probabil faza subhercinică. Petecele de depozite mesozoice care se găsesc pe Cristalinul de la vest de această dizlocaţie (Goruia), reprezintă resturile compartimentului vestic, care a fost ridicat mult faţă de cel estic, probabil în orogeneza mesocretacică şi apare erodat în perioada de exondare post-cretacică.

Relaţiile tectonice dintre Cristalin şi Sedimentar constatate pe toată întinderea ramei vestice a zonei, l-au determinat pe Z. SCHRÉTER (33) să dea acestei linii tectonice

Institutul Geologic al României

denumirea de « Dislocația de vest sau falia Sasca ». Noi am optat pentru denumirea de Dislocația vestică, deoarece aceasta este mult mai cuprinzătoare.

Cute paleozoice. În partea de WNW a zonei, în regiunea cuprinsă între valea Bîrzavei și valea Jitinului, în depozitele paleozoice se conturează o serie de anticlinale și sinclinale, formate în timpul orogenezei hercinice. Din cauza repetatelor reluări în diverse faze de cutare, aceste depozite prezintă structuri, care concordă în linii generale cu cele din depozitele mesozoice acoperitoare, din partea de est și de sud a regiunii menționate. Totuși o cercetare amănunțită a cutelor paleozoice arată o orientare deosebită față de cea a cutelor mesozoice și de aceea le descriem separat.

Sinclinalul Lupac. Este pus în evidență de argilele negre cu *Walchia*, care formează umplutura axială a acestei structuri ce este orientată aproximativ N—S. În partea de W argilele autuniene sînt afectate de o falie pe care se produce încălecarea depozitelor de la vest peste cele de la est. Flancul estic este constituit din depozite stephaniene care descriu o serie de cute secundare orientate N—S avînd axele aproape paralele. Spre N aceste cute secundare se continuă pînă dincolo de valea Bîrzavei, unde sînt acoperite de depozite neozoice, iar spre sud ele sînt acoperite de încălecarea Cristalinului. Flancul estic este acoperit de aluviunile văii Lupac, deci nu se poate observa limita dintre Autunian și Stephanian, care probabil este tot tectonică. La est de valea Lupac apare Carboniferul superior conglomeratic care de asemenea este strîns cutat și faliat.

Sinclinalul Clocotici. La est de culmea ce desparte bazinul văii Lupac de bazinul văii Clocotici și în partea medie a văii Bîrzavița se conturează un sinclinal în care apar depozite permiene reprezentate prin argile cu *Walchia* și gresii roșii. Flancul vestic este dezvoltat ceva mai normal în valea Bîrzaviței, pe cînd cel estic este faliat complet. Depozitele permiene care marchează zona axială prezintă și ele o serie de cute secundare care complică foarte mult relațiile dintre orizontările făcute. Astfel se conturează anticlinalul de la nord de Clocotici, pus în evidență de argilele cu *Walchia* din zona axială și de gresiile roșii de pe flancuri. Pe direcție se poate urmări (sinclinalul Clocotici) numai între comuna Clocotici și valea Bîrzavei, deoarece la N și la S se dezvoltă depozitele neozoice care maschează structura.

Anticlinalul Natra. Este una din structurile majore ale Paleozoicului, fiind bine conturată în regiunea văii Natra și la Gîrliște unde se vede cum depozitele Carboniferului superior suportă orizonturile (argilos cu *Walchia* și apoi cel roșu) Permianului. Anticlinalul se afundă spre S și se ridică spre N, în regiunea Reșița, unde stă pe Cristalin. În regiunea de la N de valea Carașului se constată că depozitele carbonifere formează o serie de cute secundare flancate la W de falia sinclinalului Clocotici, iar la E de falia Reșița—Carașova.

Sinclinalul Reșița. În partea de S a Reșiței se conturează un sinclinal din care nu se poate recunoaște decît extremitatea nordică (perisinclinalul) a acestei structuri,

Institutul Geologic al României

deoarece spre S este acoperită de depozite mesozoice. Acest perisinclin este constituit din depozite carbonifere în bază și din cele permiene (gresii roșii) la partea superioară. Acestea prezintă (pe malul Bîrzavei) căderi spre S, iar spre S (pe marginile sinclinalului) se observă tendința de întoarcere a direcției stratelor spre N—S și a căderilor spre E și W. Nu se poate însă urmări această observație pe distanțe mai mari, deoarece flancul estic este afectat de falia Reșița—Carașova și falia valea Aninei, iar flancul estic de falia Sodol.

Anticlinalul valea Cuptoare. Valea Cuptoare străbate un pinten de șisturi cristaline care avansează mult spre S (spre cota 529) unde se îmbracă cu depozite carbonifere și permiene. Înclinările stratelor în depozitele paleozoice sînt spre sud și sud-est. Flancul de vest al anticlinalului este afectat de falia Sodol, iar cel estic este afectat de falia Ranchina.

Anticlinalul Rîul Alb—Teiuș. Cristalinul din valea Rîul Alb avansează mult spre SW, către valea Secul. Flancul estic este alcătuit din depozite carbonifere ce se prezintă sub forma unor fîșii înguste, depășite de depozitele permiene (conglomerate și gresii roșii), care apar continuu pînă în valea Secul (la viaduct), iar spre S mai apar numai ca mici petece în dealul Teiuș și la Cuptoare Secul. Flancul vestic este laminat de o falie orientată NE—SW.

Sinclinalul Rîul Alb. Pe rama estică a bazinului se întîlnesc depozite paleozoice cu direcția N—S și căderi spre W, care formează flancul estic al sinclinalului Rîul Alb. Depozitele carbonifere sînt acoperite de ingresiunea celor saxoniene. Acest sinclinal se întinde de la obîrșia Rîului Alb și pînă în falia ce afectează flancul vestic al anticlinalului Teiuș.

Sinclinalul Zăgrădia. Pe malul drept al Minișului se cunosc depozite carbonifere care stau direct pe Cristalin și sînt repede acoperite de depozite mesozoice. Aceste depozite carbonifere și cu unele petece mici de permian pe care le suportă, ar putea să aparțină prelungirii sudice a sinclinalului Rîul Alb, deoarece se situează tot pe extremitatea sudică a zonei. Din cauza poziției izolate și mai ales datorită faptului că în literatură este cunoscut numele de Zăgrădia (12) am încadrat depozitele amintite acestui sinclinal.

Cute mesozoice. Depozitele mesozoice sînt strîns cutate și afectate de falii longitudinale și transversale, în stilul tipic jurasian. În cele ce urmează vom arăta principalele cute și dislocații mai importante urmărite pe toată zona.

Sinclinalul Lișava—Gîrliște. În partea de W a zonei, între localitățile Gîrliște și Oravița, se dezvoltă un sinclinal bine deschis pe valea Lișava, cunoscut deja sub numele de Gîrliște (33). La alcătuirea acestei structuri iau parte depozitele jurasicului mediu, Jurasicului superior și Cretacicului inferior. Umplutura axială este constituită din marne valanginiene. Flancul vestic este laminat de o falie longitudinală, care începînd din valea Jitinului spre S, aduce în contact anormal cu Permianul termeni din ce în

Institutul Geologic al României

ce mai noi încît, în valea Lișava, calcarele Tithonianului superior vin în contact cu argilele cu *Walchia* (Autunian). Perisinclinalul nordic este afectat de o falie cu amplitudine mică, care provoacă o decroșare, pe distanța dintre Ciudanovița și Gîrliște și o dublare a flancului estic la nivelul Doggerului. Înclinările stratelor sînt în medie de 60°—70° cu căderi spre W și spre E, uneori sînt aproape de verticală. Pe direcția, sinclinalul se poate urmări începînd din comuna Gîrliște și pînă la sud de Maidan, foarte aproape de Oravița, însă în apropiere de această ultimă localitate se întîlnesc o serie de corpuri banatitice (granodiorite), care metamorfozează depozitele sedimentare, încît nu se mai poate contura cu exactitate continuarea structurii spre S. Se pare că acest sinclinal se unește, mai la sud, cu cel din valea Jitinului și împreună formează unul singur, denumit (16) Cornetul Mare sau Ilidia (33). De altfel Z. SCHRÉTER (24) a presupus mai dinainte legătura dintre sinclinalul Lișava—Gîrliște cu cel de la Ilidia, însă acum se face legătura și cu cel din valea Jitin.

Anticlinalul Natra. Această structură vine să se suprapună într-o oarecare măsură anticlinalului paleozoic Natra—Reșița. Cercetările întreprinse în această regiune au arătat că, peste Permian se dispun direct stratele cu *Ostrea acuminata* ale Doggerului și discordanța dintre acestea și gresiile permiene este numai de 10° maximum. Această situație, de aparentă concordanță, se datorește mișcărilor alpine care au recutat depozitele paleozoice împreună cu cele mesozoice, făcînd să se micșoreze foarte mult discordanța unghiulară inițială existentă între aceste formațiuni. Rămîn totuși evidente efectele mișcărilor hercinice în cadrul depozitelor paleozoice, prin aceea că acestea descriu o serie de alte cute dispuse oblic față de cele mesozoice.

Flancul estic al anticlinalului este laminat de prelungirea sudică a faliei Reșița—Carașova în așa fel, că la N de valea Jitinului dispare complet. Periclinul sudic care se conturează în dealul Tîlva Mare determină afundarea anticlinalului spre S, încît în valea Oraviței se întîlnesc marnele valanginiene. Acestea fac legătură cu zona axială a sinclinalului Lișava și a sinclinalului Jitin, iar spre S formează flancurile sinclinalului Cornetul Mare—Ilidia.

Falia Reșița—Carașova. Aceasta este pusă în evidență mai ales de încălecarea depozitelor carbonifere peste cele mesozoice în regiunea văii Doman. Caracterul de încălecare este bine scos în evidență de conturul festonat al limitei dintre Carbonifer și Mesozoic în regiunea menționată, unde se întîlnește și un mic petec de acoperire, izolat de restul depozitelor carbonifere din care a provenit (profilul II). În partea de S, începînd de la Nermet și pînă în valea Jitinului, falia ia caracterul unei linii verticale.

Sinclinalul valea Domanului—Jitin. Începînd de la Reșița spre sud, pe valea Domanului, pe valea Nermetului, pe valea Carașului (la Carașova), pe valea Aninei, pe valea Jitinului și la obîrșia văii Lișava, pînă la Sanatoriul Marila, se conturează un sinclinal asimetric foarte tectonizat și strivit între falia Reșița—Carașova la vest și

Institutul Geologic al României

falia Polom (valea Caraşului—valea Bîrzavei) la est. În valea Domanului sinclinalul este marcat de depozitele Apţianului superior care se dispun peste cele ale Barremian—Apţianului inferior. Acestea formează flancul estic al sinclinalului şi suportă tectonic depozitele carboniferului din anticlinalul Natra—Gîrlişte, care acoperă flancul vestic.

Falia Polom (valea Caraşului—valea Bîrzavei) limitează dezvoltarea flancului estic al sinclinalului, începînd de la nord de Reşiţa şi pînă aproape de valea Aninei. Între valea Aninei şi valea Oraviţei, W. de sanatoriul Marila, sinclinalul este pus în evidenţă de marnele valanginiene care formează umplutura axială. Acestea sînt strivite şi decroşate, iar în regiunea Cracul Solovanului formează o boltă anticlinală în axul căreia apar şi calcarele Tithonianului superior. Anticlinalul din Cracul Solovanului se rezolvă repede în regimul monoclinal al flancului estic. Flancul estic, între Vf. Butorca şi valea Aninei, este constituit din calcare litografice (Tithonian superior) iar în regiunea de la nord de izvorul Ogaş, de sub acestea apar şi calcarele noduloase (Kimmeridgian superior—Tithonian inferior).

Sinclinalul Cornetul Mare—Ilidia. Am adoptat această denumire pentru sinclinalul din extremitatea vestică a regiunii cuprinsă între valea Oraviţei la N şi valea Nerei la S, în scopul unificării celor două denumiri cunoscute din lucrările anterioare (16, 33). Umplutura sinclinalului este alcătuită din calcare apţiene ce formează Vf. Cornetul Mare. Pe flancurile acestuia apar depozite jurasice, care spre E vin în contact anormal cu formaţiuni mai tinere şi spre W vin în contact tot anormal, însă cu depozite permiene sau mai vechi.

Din cele văzute în profilele făcute pe valea Ciclovei şi pe Valea Mare, trebuie să accentuez asupra faptului că, atît la E cît şi la W, structura Cornetul Mare—Ilidia este afectată de dislocaţii importante. În est succesiunea este normală de la Apţian superior pînă la Kimmeridgian superior (Tithonian inferior,) cînd este întreruptă de dislocaţia Polom (Tîlva Ştefan—Valea Mare). În W însă relaţiile sînt mai complicate şi aceasta se vede bine în Valea Mare şi valea Ghişinului, adică la E de Ilidia şi de Ciclova Romînă, unde de sub depozitele valanginiene apare o cută deversată constituită din depozite jurasice. Depozitele ei sînt foarte zdrobite la contactul cu Cristalinul şi din loc în loc lasă să apară de sub ele, lame de depozite permiene (profilul VII).

Sinclinalul Sasca—Moldova Nouă. Între aceste localităţi se dezvoltă o structură care este rezultatul începutului orogenezei alpine (faza kimmerică veche), care s-a manifestat la sfîrşitul Triasicului. Această structură prezintă, faţă de restul cutelor mesozoice, stilul său tectonic aparte. Flancurile sinclinalului Sasca—Moldova Nouă sînt constituite din depozite conglomeratice (Werfenian), iar umplutura axială este formată din depozite calcaroase (Anisian). Ambele flancuri sînt laminate de falii orientate N—S (profilul IX). În regiunea dintre valea Nerei şi pîrîul Vîrîţi aceste depozite au o dezvoltare mai mare şi sinclinalul este bine conturat, însă mai la N se dezvoltă mai mult conglomeratele bazale, pe cînd calcarele se subţiază din ce în ce mai mult,

Institutul Geologic al României

încît, în valea Radimnuța, dispar total și mai reapar abia la Moldova Nouă pe pîrîul Grecului și pîrîul Apele Albe, unde sînt din nou flancate de conglomerate.

Sinclinalul Tîlva Cerbului. Începînd din dealul Tîlva Cerbului (Cărbunari) și pînă aproape de pîrîul Grecului (Moldova Nouă), depozitele jurasice și cretacice descriu un sinclinal îngust, laminat pe flancuri (profilul X). Flancul vestic prezintă în mai multe locuri succesiunea stratigrafică începînd cu Doggerul, în faciesul marginal vestic și terminînd cu marnele valanginiene. În valea Radimnuța se conturează foarte clar sinclinalul în calcarele Jurasicului superior (calcarele noduloase). Flancul estic este foarte puțin reprezentat, numai printr-o fîșie de marne (Oxfordian inferior). Spre N și spre S de localitățile amintite este laminat de o falie longitudinală, care intră în dizlocația estică a sinclinalului de Triasic. Prezența faciesului vestic al Doggerului pe flancul de vest al acestui sinclinal, ne sugerează ideea că el s-ar putea să reprezinte continuarea spre S a sinclinalului Lișava—Gîrliște.

Sinclinalul Sasca—Moldovița. Probabil că acest sinclinal să fie continuarea spre S a sinclinalului Cornetul Mare—Ilidia, însă zona acoperită de depozitele neozoice, dintre Ilidia și Sasca, nu ne permite să dovedim această legătură, fapt pentru care îl prezentăm separat.

De la S de Sasca Romînă și pînă la Moldovița se conturează un sinclinal foarte îngust, flancat de două falii longitudinale. În sectorul Sasca—Stînăpari, flancul vestic este ceva mai complet reprezentat, prin succesiunea depozitelor cuprinse între calcarele Oxfordianului superior și calcarele Barremianului și Apțianului inferior (Urgonianului), acesta din urmă formînd și umplutura axială a sinclinalului. Flancul estic este afectat de o falie longitudinală care a fost urmărită de la Sasca Romînă pînă la Stînăpari, unde se pierde în zona de contact a corpurilor de granodiorite. Ea se poate însă recunoaște din nou în velea Radimnei, unde apar calcarele litografice (Tithonian superior) în contact cu cele apțiene și se mai poate urmări pînă la Moldovița. Această dislocație reprezintă, continuarea spre sud a faliei Polom.

Anticlinalul Polom. Pe marginea de W a platoului Brădet, de-alungul liniei de dizlocație Polom, apar din loc în loc fășii de depozite bradfordiene, care pun în evidență prezența acestui anticlinal laminat (profilul V). Flancul vestic al structurii este căzut, pe cînd cel estic se dezvoltă aproape normal cu căderi de 50°—60° în apropierea faliei, dar care scad repede spre E pentru ca pe platoul Brădet să ajungă la 10°—15°. Marnele bradfordiene (cu *Gryphaea calceola*) apar la izvorul Băniei, izvorul Paraschiva, izvorul Jitinului și la izvorul Ogaș. La acesta din urmă, marnele cu *Gryphaea* sînt mult mai bine reprezentate, iar sub ele apar și gresiile calcaroase inferioare, care fac trecerea spre faciesul marginal vestic al Doggerului. De sub acestea, apar și argilele bituminoase ale Liasicului mediu-superior. Mai la N, anticlinalul este marcat numai prin apariția Callovianului din flancul estic și aceasta numai pînă în valea Aninei. Mai spre N se continuă doar falia Polomului care ajunge pînă în valea

Institutul Geologic al României

Bîrzavei la Reşiţa. Spre S, anticlinalul Polom dispare în regiunea dealului Butorca, însă aceasta numai datorită unor falii transversale care îl decroşează, cînd spre E, cînd spre W. El se continuă însă spre S, în Vf. Semion, afundîndu-se şi laminîndu-se de-a lungul faliei Polom abia în regiunea Socolari.

Falia Polom. Este cunoscută din toate lucrările mai vechi, dar acum este conturată complet Din cele expuse se vede că aceasta se poate urmări din valea Bîrzavei şi pînă în Valea Mare, iar din descrierile care urmează se va putea constata că se dezvoltă şi mai la S, pînă în apropiere de Moldova Nouă. În felul acesta reprezintă una din fracturile longitudinale cu caracter regional, care pe sectorul său nordic prezintă, în regiunea Domanului, un evident plan de încălecare de la W spre E, şi în sectorul Polom se apropie de un plan vertical, care se continuă spre S pînă în regiunea Moldova Nouă.

Sinclinalul Brădet. Începînd din valea Carașului (Carașova) și pînă în valea Nerei (Sasca Romînă), se conturează un sinclinal care se poate urmări bine în regiunea platoului Brădet și a Vf. Rol (profilul V și VII). Zona axială este pusă în evidență de depozitele calcaroase ale Tithonianului superior, în regiunea dintre șoseaua Oravița—Anina și valea Carașului, iar la S de șoseaua menționată și pînă la Sasca Romînă de depozitele Barremian—Apțianului inferior. În prima regiune căderile stratelor sînt mici (5°—15°) pe cînd în a doua regiune mult mai mari (30°—50°). Flancul vestic este mai bine reprezentat în regiunea Brădet pe cînd la N și la S este laminat de falia Polom. Flancul estic se dezvoltă aproape normal cu excepția regiunii dealul Porcar (Anina), unde este afectat de o falie longitudinală care provoacă repetarea calcarelor Jurasicului superior. În regiunea de la W de Carașova, depozitele Jurasicului superior sînt de asemenea dublate de-a lungul unei falii longitudinale. Atît la N, cît și la S, sinclinalul se efilează pe linia Polom.

Anticlinalul Anina. Această structură este bine cunoscută din lucrările mai vechi (2, 27, 33) și a fost amănunțit studiată datorită importanței economice pe care o prezintă. Între valea Terezei și valea Minișului se dezvoltă o butonieră de depozite grezo-argiloase roșii de vîrstă permiană, care este înconjurată de depozite mesozoice. De remarcat este faptul că o galerie amplasată pe flancul estic al anticlinalului Anina, a străbătut cca 1000 m prin depozite permiene, arătînd că acestea sînt dispuse monoclinal și redresate aproape de verticală. Acest fapt dă indicații despre stilul de cutare deosebit al depozitelor paleozoice față de cele mesozoice. Apariția depozitelor permiene pe o suprafață restrînsă nu ne permite însă, identificarea structurii paleozoice căreia îi aparțin de fapt.

Structura Anina se dezvoltă ca o cută aproximativ simetrică, începînd de la S de valea Terezei și pînă în valea Susara (Sasca Montană), unde periclinul său sudic reprezentat prin calcare hauteriviene se efilează pe falia Polom. Periclinul nordic este intens afectat tectonic de o serie de falii longitudinale și transversale și prezintă o evidentă tendință de încălecare de la E spre W. mai ales în sectorul dintre valea Terezei

Institutul Geologic al României

și valea Celnicul Mare (profilul V). În continuare spre N anticlinalul suferă o decroșare spre E și apoi se afundă în regiunea Vf. Cobelișle, însă datorită unor ondulații axiale (direcționale) reapare din loc în loc, fiind marcat prin apariția Jurasicului mediu sau inferior pînă la Doman. Flancul estic este răsturnat în regiunea dintre colonia Sigismund și colonia Celnic (profilul V și VI), iar pe distanța cuprinsă între valea Minișului și valea Domanului este laminat uneori pînă la completa dispariție valea Carașului la Proloz, valea Padina la Iabalcea, valea Gruniului la Doman) de-alungul dizlocației Prolaz (profilul III și IV). De la S de Sigismund și pînă în valea Minișului, flancul estic este de asemenea foarte zdrobit, cu strate redresate aproape la verticală și cu depozitele Liasicului mediu și superior aproape complet laminate. La S de valea Minișului situația se normalizează și succesiunea depozitelor care alcătuiesc flancul estic se dezvoltă pe direcție pînă la Sasca Montană. Aici, pe versantul vestic al Dealului Gheorghe depozitele Hauterivianului, care formează flancul estic, sînt laminate de falia Polom.

Flancul vestic al anticlinalului Anina se prezintă puțin tectonizat în partea sudică (între valea Minișului și valea Nerei), mai tectonizat între valea Minișului și valea Carașului și laminat aproape complet între ultima vale și valea Bîrzavei. În sectorul dintre valea Celnicului Mic și valea Jejnița, pe flancul vestic al anticlinalului se conturează două cute secundare, anticlinalul Tămașa și sinclinalul Celnic (profilul IV), care spre N și spre S de valea amintită se aplatizează.

Falia Tereza. Pe valea Tereza în sectorul ei orientat N—S se observă că argilele bituminoase liasice vin în contact tectonic cu partea superioară a Doggerului. Această falie se continuă pe la Sommerfriche, prin regiunea Puțului Ponor, pînă în valea Minișului, făcînd să dispară în lungul ei depozitele Liasicului mediu superior, sau depozitele Doggerului.

Falia valea Aninei. Mai la W de falia Tereza, flancul vestic al anticlinalului Anina este afectat de o altă falie longitudinală, pe care cu altă ocazie am denumit-o falia valea Anina. Această linie de ruptură este pusă în evidență pe cea mai mare distanță de dublarea grosimii calcarelor Oxfordianului superior, pe distanța dintre platoul Brădet și valea Carașului. La N de această vale se continuă pe la Iabalcea, unde începe să se apropie foarte mult de falia Polom ajungînd, la Doman, să se contopească cu aceasta, laminînd astfel complet depozitele Jurasicului mediu și superior din flancul vestic al anticlinalului Anina. La N de Doman, falia valea Aninei este din nou pusă în evidență și separată de falia Polom prin fîșia îngustă de calcare neojurasice, care se întîlnesc pe malul drept al văii Doman, la intrarea în Reșița. Ea dispare la N de Reșița pe malul drept al Bîrzavei, ca și falia Polom, sub încălecarea liniei Reșița—Carașova. La S de platoul Brădet, falia valea Aninei este evidențiată de repetarea calcarelor de Brădet în regiunea platoului Țarcu, Dealul Tilva Zînei, precum și de repetarea calcarelor de Marila din regiunea de la W de Vf. Streniacul, pînă în regiunea Socolari unde dispare.

Institutul Geologic al României

Falia Prolaz. Am văzut că se întîlneşte pe flancul estic al anticlinalului Anina şi a fost sezisată de toţi cercetătorii anteriori. Această dizlocaţie se poate urmări din valea Domanului pînă în valea Minişului. Pe sectorul cuprins între valea Domanului şi Iabalcea, nici nu se poate vorbi numai de o linie de dislocaţie ci de o zonă de fracturi paralele, aşa de zdrobite sînt depozitele din această regiune. Între valea Carașului şi valea Steierdorf, se dezvoltă aproape în permanenţă două linii tectonice care se unesc sau se despart din loc în loc. În afară de dislocaţiile principale cu caracter regional, anticlinalul Anina este afectat de numeroase falii longitudinale şi falii transversale de amploare mai mică.

Sinclinalul central. Sub această denumire prezentăm sinclinalul cel mai bine dezvoltat din întreaga zonă, atît din punct de vedere al extinderii pe direcţie, cît şi în ceea ce priveşte dezvoltarea aproape completă a depozitelor mesozoice care-l constituie. Cu această ocazie înlocuim diversele denumiri date pe sectoare restrînse, oferind o imagine unitară a acestei structuri majore. Sinclinalul central se dezvoltă între valea Bîrzavei la N şi valea Dunării la S. El este mărginit la E, pe cea mai mare întindere, de falia Beul Sec şi numai în extremitatea sudică de falia Pleşiva. La W, este delimitat de falia Prolaz pînă în valea Minişului, în continuare de anticlinalul Anina pînă la Cărbunari, apoi de falia Polom pînă la Moldoviţa şi mai la S de falia vestică pe restul distanţei pînă la Dunăre. Se constată că în regiunea văii Sodolul Mic se înregistrează o ridicare a fundamentului, care corespunde anticlinalului paleozoic valea Colibelor. Datorită acestei ridicări terminaţia nordică a acestui sinclinal se bifurcă formînd o ramură vestică denumită sinclinalul Ponor şi o ramură estică cunoscută sub numele de sinclinalul Piatra Albă—Caraş (profilul II). Ambele ramuri arată închiderea sinclinalului spre N, deoarece au în bază formaţiuni Liasice, dar ramura vestică este mult mai ridicată faţă de cea estică. Aceasta rezultă din umplutura neojurasică a zonei axiale a ramurei vestice faţă de cea cretacică a ramurei estice. La S de Iabalcea cele două ramuri se unesc şi datorită unei falii transversale se afundă şi partea vestică a structurii încît umplutura axială, de la S de acest accident, e constituită numai din calcare recifale urgoniene (profilul IV). În regiunea văii Buhuiului flancurile sinclinalului sînt complet laminate între falia Prolaz şi falia Beul Sec, iar zona axială primeşte un petec de depozite gargasiene. Între obîrşia văii Buhuiului şi valea Minişului, sinclinalul este strivit între cele două falii, însă zona axială este mult mai bine conturată datorită depozitelor apţianului superior. În această regiune sinclinalul a fost denumit Colonovăţ (18), Caraş (18), Buhui etc. La S de valea Minişului sinclinalul numit şi Judina (16), sau Cetate (33), se lărgeşte mult şi prezintă flancul vestic dezvoltat complet, pe cînd cel estic este laminat în apropiere de valea Beul Sec. Către S, el prezintă o ridicare şi astfel dispar în regiunea Vf. Goruia, depozitele Apţianului superior, care erau dezvoltate în zona axială (profilul VIII). Abia la S de Vf. Cetăţuia reapar depozitele Apţianului superior, care formează în continuare umplutura axială a sinclinalului pînă la Dunăre.

Institutul Geologic al României

La S de Nera sinclinalul denumit (18) Cărbunari, prezintă pe flancul estic o succesiune stratigrafică completă, însă numai pînă în valea Radimnei, apoi este laminat de falia Beul Sec. Pe flancul vestic nu se întîlnesc decît depozite cretacice, laminate la rîndul lor de falia Polom. La E de Moldova Nouă, sinclinalul sufere o ștrangulare evidentă între dislocația vestică și dizlocația Pleșiva, unde se constată avansarea spre interiorul zonei a fundamentului cristalin. Mai la S de Moldova Nouă sinclinalul se lărgește din nou pentru ca la Dunăre să aibă ambele flancuri bine dezvoltate. Pe flancul vestic din acest ultim sector se conturează o cută anticlinală secundară marcată prin două butoniere de depozite neojurasice, semnalate (21) sub denumirea de anticlinalul Valea Mare și anticlinalul Ciuchin (profilul XII). Aceste butoniere ar putea reprezenta echivalentul prelungirii sudice a anticlinalului Anina.

Falia Sodol. Această falie separă ramura vestică a sinclinalului central de anticlinalul Cuptoare. Pe malul stîng al văii Sodol, începînd din culmea care separă bazinul acestei văi, de al văii Carașului și pînă în valea Cuptoare, la intrarea în Reșița, Sedimentarul și Cristalinul de la E sînt laminate și decroșate pe această linie. Falia se pierde în apropiere de valea Carașului sub depozitele urgoniene.

Falia Ranchina. Perisinclinul nordic al ramurei estice a sinclinalului central este constituit din depozitele Liasicului inferior, care în partea de W formează o cută secundară denumită de C. BOLDUR sinclinalul Ranchina. Această structură secundară este despărțită de anticlinalul Cuptoare prin falia Ranchina (profilul I). În lungul acestei falii, Cristalinul de la W are tendință de încălecare peste Sedimentarul de la E, începînd încă de la N de valea Bîrzavei și pînă în valea Colibelor (la Cuptoare). Această linie se dezvoltă mai mult pe malul stîng al văii Ranchina, de unde și denumirea ei. Probabil că la S de Cuptoare, ea se continuă pe malul drept al văii Sodolul Mic și se prelungește pînă la E de Iabalcea, unde se pierde sub calcarele urgoniene, indicînd în felul acesta, ca și falia Sodol, că aparține unor linii de ruptură mai vechi care n-au mai fost reactivate în faza austrică.

Privit în ansamblu, sinclinalul central se afundă de la N spre S și prezintă dezvoltarea cea mai completă între valea Minișului și valea Nerei (profilul VII).

Anticlinalul Beul Sec. Pe valea Beul Sec apar depozitele Liasicului inferior, care semnalează prezența acestei cute (profilul VII). Flancul vestic se conturează numai în regiunea văii menționate, unde depozitele sînt intens tectonizate. Spre N și spre S de butoniera constituită din depozitele Liasicului inferior, anticlinalul este complet laminat de falia Beul Sec. Flancul estic nu se conturează deloc, el este mult căzut în adîncime și încălecat de cel vestic.

Falia Beul Sec. Este o dislocație cu caracter regional care se urmărește de la NE de Secul și pînă la obîrșia văii Radimna. Ea a fost sezisată de toți cercetătorii anteriori, însă numai pe porțiunea de la S de valea Minișului. Pe tot parcursul său, de la N de valea Minișului, este marcată de contactul anormal dintre calcarele cretacice (de la W) și cele jurasice (de la E).

Institutul Geologic al României

Sinclinalul Pitulați. La E de falia Beul Sec, se dezvoltă un sinclinal cunoscut sub această denumire în regiunea dintre valea Minișului și valea Nerei (16). Flancul vestic al acestei cute este laminat și încălecat de depozitele anticlinalului Beul Sec (profilul VII). Umplutura sinclinalului este constituită din depozitele Apțianului superior, care se dezvoltă fără întrerupere din malul stîng al văii Minișului pînă la obîrșia văii Radimna. Pe malul stîng al văii Minișului se observă închiderea perisinclinală a calcarelor gargasiene, care sînt afectate mai la S de dislocația Beul Sec, în regiunea Poiana Ursoania. La S de valea Nerei, sinclinalul este faliat axial și pe parcurs ajunge să fie laminat total, la obîrșia văii Radimna. LaN de valea Minișului nu se mai poate vorbi de un sinclinal propriu zis, fiindcă depozitele de la E de valea Beul Sec reprezintă flancul vestic al structurii următoare.

Anticlinalul Pleșiva. Pe versantul de E al muntelui Pleșiva în partea superioară a Văii Rele, a văii Ducinului Sec și a văii Ducinului cu Apă, se întîlnesc depozite care aparțin Doggerului. Aceste depozite marchează prezența unui anticlinal al cărui flanc vestic este bine conturat, pe cînd cel estic este complet laminat de falia Pleșiva (profilul VIII). Spre N, la obîrșia văii Albilor, se poate urmări bine periclinul nordic al anticlinalului conturat în depozite calloviene, care sînt acoperite de Oxfordianul inferior. În continuare spre N, anticlinalul este bine marcat de căderile estice și vestice ale marnelor de Tămașa (Oxfordian inferior). Pe malul drept al văii Albilor (Vf. Bărăția) se conturează o cută secundară strivită de falia Pleșiva. La N de această cută reapar depozitele Doggerului și întreaga succesiune a flancului vestic, care se continuă pînă în valea Minișului, unde este decroșat spre W. Începînd din valea Predilcova spre N, în lungul văii Carașului, anticlinalul este pus în evidență prin ivirile de depozite mai vechi (Cristalin, Permian, Liasic și Dogger), care apar de-a lungul dislocației Pleșiva, în partea de W a acesteia (profilul V). În regiunea dintre lacul Buhui și cantonul silvic Cereșnaia, peste ivirile amintite se dispun în continuare depozitele jurasice, care alcătuiesc o succesiune stratigrafică completă pînă la Tithonian superior inclusiv (profilul VI). La N de Cereșnaia depozitele jurasice sînt laminate de falia Beul Sec, încît la Secul nu mai ajung decît calcarele Oxfordianului superior. Trebuie subliniat faptul, că ivirile de Permian din valea Lupului (Jervan) și cele de la Comarnic, precum și petecele de cristalin din bazinul văii Carașului, pun în evidență continuarea anticlinalului Pleșiva și la N de valea Minișului.

La S de cantonul Pleșiva (Ocna lui Vucu), anticlinalul este complet laminat pînă în pîrîul Ciungilor, aici reapare o fîșie de Dogger, care se continuă pînă la gura văii Haimelung. Spre S sînt laminate succesiv, de falia Pleșiva, toate formațiunile superioare, încît la obîrșia văii Radimna dispare complet flancul vestic al anticlinalului.

La S de strangulația sinclinorului, din regiunea Moldova Nouă, depozitele jurasice încep să reapară treptat încît la Dunăre, apar depozitele calloviene, punînd din nou în evidență anticlinalul Pleșiva (profilul XII).

Institutul Geologic al României

Falia Pleșiva. Aceasta a fost menționată prima dată de Kudernatsch și apoi recunoscută de toți cercetătorii care au urmat. Z. SCHRÉTER (33) arată tendința de încălecare pe care o prezintă depozitele de la W peste cele estice, de-a lungul acestei dislocații. Falia Pleșiva, care am văzut că se poate urmări de la S de obîrșia Rîului Alb și pînă la Dunăre, este a doua linia importantă de dislocație ce se continuă și la S, în R. S. F. Jugoslavia.

Anticlinalul Padina Matei. În sectorul sudic al zonei, între bazinul văii Cremeniț̦a (Stancilova) și văii Dunării, se conturează un anticlinal faliat. Acesta este pus în evidență de depozitele liasice ce apar la Padina Matei, obîrșia văii Runcia și la Dunăre (Stupurtan); precum și de depozitele Doggerului din Valea lui Voin, valea Cremeniței și valea Runcia. Acestea din urmă trădează o tendință de închidere periclinală (Valea lui Voin) cu afundare spre N, unde se acoperă cu depozite ce aparțin Malmului și care la rîndul lor sînt acoperite de transgresiunea urgoniană. Din valea Cremeniței spre S depozitele jurasice, care marchează flancul vestic al anticlinalului, vine în contact tectonic cu calcarele urgoniene ale sinclinalului estic și sînt laminate la W, de falia Pleșiva. În regiunea satului Padina Matei, la S de obîrșia pîrîul Rău, se întîlnește o succesiune ceva mai completă a Jurasicului, adică de la Liasicul inferior pînă la Oxfordianul superior (profilul XI). La S de Pîrîul Rău și pînă la Stupurtan, anticlinalul este foarte strivit între falia marginală și falia Pleșiva. Pe Dunăre (Stupurtan) se poate urmări din nou un profil complet, care are în bază Liasic și suportă în continuare toți termenii jurasici și cretacici pînă la Apțian superior (profilul XII).

Sinclinalul estic. Sub această denumire Z. SCHRÉTER (33) a descris sinclinalul marginal, dintre valea Minișului și valea Nerei, marcat prin depozitele albiene care-i formează umplutura axială, precum și continuarea sa sudică pînă la Gîrnic, reliefată de depozitele Apțianului superior. Calcarele urgoniene din bazinul văii Luborajdia reprezintă extremitatea sudică a acestui sinclinal. Flancurile sinclinalului, pe sectoarele menționate sînt constituite din depozitele urgoniene sau gargasiene, în sectorul de la N de valea Nerei. Flancul vestic, pe sectorul dintre Poiana Roșchilor și valea Minișului, este răsturnat și încălecat de anticlinalul Pleșiva (profilul VII și VIII), așa cum a mai fost semnalat (16, 33). Răsturnarea flancului vestic al sinclinalului reprezintă pentru noi dovada acțiunii fazei subhercinice. La N de valea Minișului, sinclinalul se mai continuă prin petecul de calcare urgoniene din Vf. Moșneacul și cel din bazinul văii Carașului, pînă la Comarnic. Probabil că aici (în valea Topliț̦a) sinclinalul se închide, deoarece de sub calcarele urgoniene apar depozitele jurasice în facies marginal, care reprezintă numai flancul său estic (profilul III). Asemenea iviri de depozite jurasice (în facies marginal), mai apar sub formă de mici petece pe marginile sinclinalului sau în zonele în care eroziunea a îndepărtat cuvertura urgoniană. Astfel se cunosc petecele de Liasic inferior și Dogger superior din Vf. Gradațul Mic (profilul IV), Vf. Gradațul Mare, obîrșia valea Carașului și Doggerul de sub Vf. Moșneacul, cel de la S de Gîrnic, cel din valea Tisa și cel din valea Luborajdia.

Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚIUNI PALEOGEOGRAFICE

Poziția transgresivă și discordantă a depozitelor Carboniferului superior (Stephanian), dă indicații despre existența mișcărilor de cutare hercinice, care au afectat această zonă.

Ținînd seama de faptul că în restul Banatului se cunoaște sigur numai Carboniferul inferior din valea Idegului, se poate presupune că faza de orogeneză sudetă (din Carboniferul mediu) a fost cea care s-a manifestat cu o intensitate mai mare, provocînd astfel cutarea și chiar metamorfozarea (Drencova) Carboniferului inferior. Ca urmare acestor mișcări se înregistrează o lacună în Carboniferul mediu, căreia îi urmează transgresiunea stephaniană din zona Reșița.

Ingresiunea depozitelor saxoniene pe marginile zonei Resița—Moldova Nouă, este dovada unor mișcări de amploare mai mică. Caracterul lagunar, lacustru, sau chiar marin al depozitelor stephaniene și autuniene, este înlocuit de regimul continental arid al Saxonianului, cînd se depun argilele, gresiile și conglomeratele roșii cu foarte rare intercalații de calcare lenticulare de apă dulce, semnalate de C. BOLDUR pe Rîul Alb și întîlnite de noi la S de Gîrliște și pe valea Jitinului (Ciudanovița Nouă). În Permianul mediu și superior se înregistrează o lacună care este efectul mișcărilor hercinice noi. Aceste mișcări începute probabil în faza saalică, dau naștere la primele structuri (cute) în depozitele Paleozoicului superior.

Un nou ciclu de sedimentare începe cu transgresiunea triasică, cînd se depun conglomeratele werfeniene și calcarele anisiene, de la Sasca și Moldova Nouă. Mișcările kimmerice vechi provoacă în Triasicul superior cutarea și exondarea depozitelor triasice existente (sinclinalul Sasca—Moldova Nouă). Eroziunea foarte activă din Triasicul superior a îndepărtat aproape complet Triasicul din restul zonei, încît depozitele jurasice au ca fundament pe cea mai mare întindere a zonei depozite paleozoice. În partea estică a zonei, care a fost probabil mai ridicată, nu s-au depus depozitele triasice, și acolo, perioada lungă de exondare a dus la erodarea unei părți din depozitele paleozoice, explicîndu-se astfel grosimea mai mică a acestora în regiunea de la S de valea Minișului.

Jurasicul începe cu o mare transgresiune marcată de Liasicul inferior. În timpul acestuia se constată slabe și repetate mișcări ale fundului mării, ceia ce a favorizat formarea stratelor de cărbuni la diverse nivele în depozitele grezo-conglomeratice. În momentele de colmatare a bazinului, în centrul zonei, se creiau condiții favorabile dezvoltării unei vegetații arborescente bogate și a turbăriilor, care au generat cărbunii, pe cînd pe marginile bazinului din cauza aportului mare de material detritic se dezvolta un facies lateral conglomeratic grosier, fără cărbuni.

În Liasicul mediu-superior se înregistrează o adîncire pronunțată a apelor, care se continuă pînă în Oxfordianul inferior.

Începînd din Bajocian pe marginile bazinului se constată o ingresiune de țărm, cînd faciesurile marginale ale Doggerului depășesc mult aria de răspîndire a mării

Institutul Geologic al României

liasice. Aceeași situație se constată și în Oxfordianul superior, cînd calcarele cu accidente silicioase stratiforme, ajung să stea direct pe depozite liasice, permiene, sau chiar pe cristalin. În Oxfordianul superior au existat momente în care marea a fost foarte puțin adîncă, fapt care a favorizat dezvoltarea celor trei nivele de calcare recifale, intercalate în partea superioară a calcarelor cu benzi de silice. Începînd din Dogger și pînă în Oxfordian inclusiv, se observă o mare variație litofacială a depozitelor, în sensul că în centrul bazinului s-au depus formațiuni de apă mai adîncă, care progresiv trec la formațiuni neritico-litorale pe marginea bazinului, fapt care duce și la variația mare a grosimii depozitelor.

În Tithonian marea se adîncește din nou și în consecință se dezvoltă în toată zona faciesul cu cefalopode. Același regim de mare adîncă se menține pînă în Barremian, cînd se înregistrează o nouă scădere a apelor, pusă în evidență de calcarele recifale ale faciesului urgonian. Calcarele urgoniene marchează cea mai puternică ingresiune din zonă, considerată de Gr. Răileanu (20) ca efect al începutului unor mișcări de amploare crescîndă. Depozitele Apțianului superior cu lamelibranchiate aberante și echinide, indică o apă puțin adîncă, iar prezența unor intercalații de conglomerate mărunte la partea superioară a acestor depozite (Ducinul Sec), trădează caracterul regresiv al acestor depozite. La începutul Albianului inferior se înregistrează primele mișcări ale orogenezei mesocretacice (faza austică veche), care este pusă în evidență de discordanța unghiulară dintre Apțianul superior și Albian (valea Minișului, Valea Ducinul cu Apă), precum și lacuna din baza Albianului inferior. Tot ca un efect al mișcărilor austrice este și relieful vechi, format din calcare urgoniene sau apțiene și dezgropat de eroziune, prin îndepărtarea depozitelor albiene, în regiunea Poiana Roșchilor. Al. Codarcea (5) plasează în Albian prima fază importantă de orogeneză alpină, sub impulsul căreia își începe evoluția tectonică pînza getică. Aria mică de răspîndire a depozitelor albiene (între valea Minișului și valea Nerei), se poate interpreta ca o extindere inițial restrînsă a mării, însă petecul de la Doman ne conduce la concluzia că eroziunea post-albiană este cauza principală a lipsei depozitelor albiene, de pe cea mai mare suprafață a zonei.

Depozitele albian-cenomaniene din valea Radimna precum și petecele de la S de Sf. Ileana (Dunăre), reprezintă ultimele depozite mesozoice din zonă, care încheie ultimul ciclu de sedimentare.

Faza de orogeneză următoare se manifestă în Cretacicul superior și are o intensitate mult mai mare decît cea precedentă. Datorită acesteia depozitele din sinclinalul estic sînt răsturnate și încălecate de cele din structura Beul Sec. Al. Codarcea (5) bazîndu-se pe observațiuni mult mai ample, trage concluzia că această fază de orogeneză se situează în ante-campanian. După această fază paroxismală zona Reșița—Moldova Nouă rămîne exondată pînă în Miocen, cînd este acoperită parțial de apele marine numai în regiunile depresionare.

15.V.1962

Institutul Geologic al României

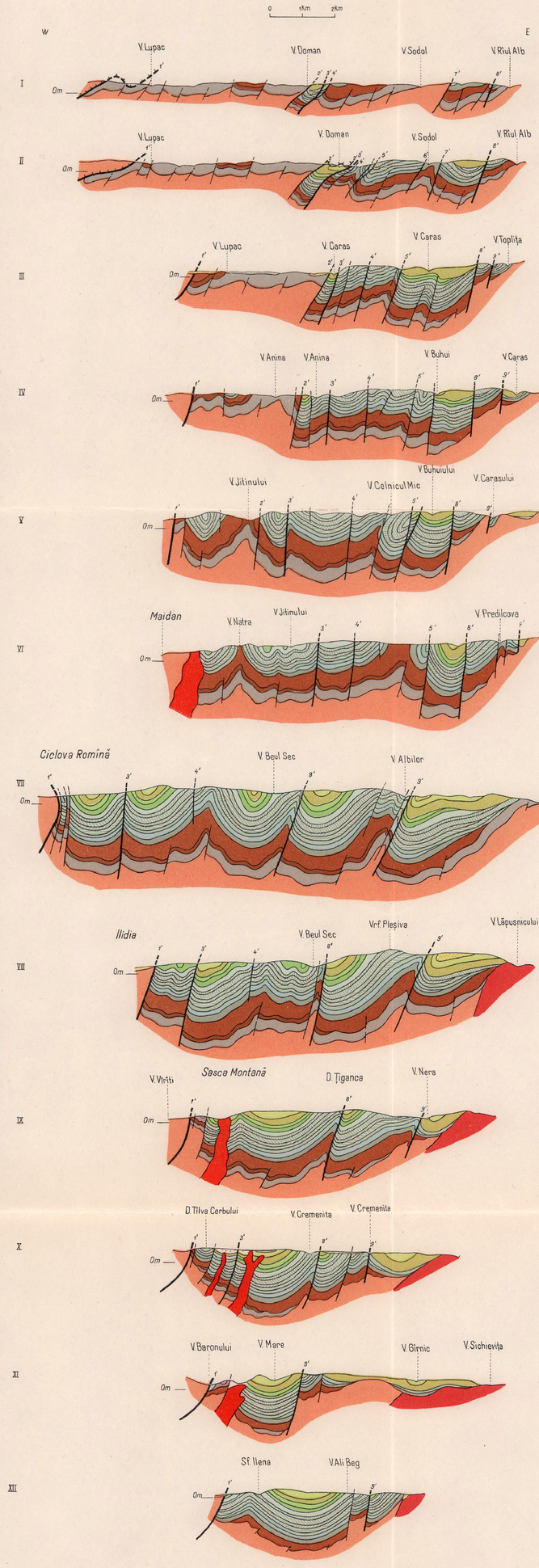
BIBLIOGRAFIE

1. Bene C. Über die geologischen Verhältnisse der Lyas-Kohlengruben von Resicza-Doman und ihrer Umgebung. *Földt. Kozl.* XXI, Budapest, 1891.
2. Böckh J. Datten zur geologischen Kenntnis des nord-westlich von Bozovics sich erhebenden Gebirge. *Jahresb. k. ung. geol. Anst.* Budapesta 1886.
3. Bökh J. Das Auftreten von Trias Ablagerungen bei Szászkabánya *Földt. Közl.* Budapest, 1888.
4. Cantuniari St. Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei Banatului. I. Studii geologice în reg. Cîlnic—Lupac—Vodnic (jud. Caraş—Banat) *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVI, Bucureşti, 1928.
5. Codarcea Al. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, Bucureşti, 1940.
6. Codarcea Al., Răileanu Gr. Mesozoicul din Carpaţii Meridionali. *Studii şi Cerc. de Geol.* T.V. nr. 4. Acad. R.P.R. Bucureşti, 1960.
7. Contescu L. Contribuţii la studiul litotopilor Paleozoicului superior din împrejurimile Reşiţei (Banatul central). *Ed. Acad. R.P.R.*, nr. 2, T. VI, Bucureşti, 1961.
8. Eufrosin C. Prezenţa genului Paleoniscus în asociaţie cu flora autuniană în V. Bîrzaviţa la W de Reşiţa (Banat). *An. Com. Geol.* XXX, Bucureşti, 1957.
9. Halaváts J. Die östliche Umgebung von Resicza. *Jahrb. k. ung. geol. Anst.* Budapest, 1893.
10. Halaváts J. Die Umgebung von Dognacska und Gattaya. *Erläuterung zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone*, 1913.
11. Kudertasch J. Beiträge zur geologischen Kenntnis des Banater Gebirgszuges. *Jahrb. d.k.k. R.A.* 2, Wien, 1855.
12. Kuderntasch J. Geologie der Banater Gebirgszuges, Wien, 1857.
13. Mateescu I. Petrographische Untersuchungen der Kohlenflöze des Liassichen. Steinkohlenlagers von Anina—Steierdorf im Banat. Freiberg, 1932.
14. Mateescu I. Studiul petrografic al cărbunilor din bazinele Secul şi Domau. *An. Com. Geol.* XXX. Bucureşti, 1957.
15. Mutihac V. Contribuţii la cunoaşterea Cretacicului dintre V. Minişului şi V. Nerei (Banat) Bul. *Acad. R.P.R. Secţ.-Geol. Geogr.* II, Bucureşti, 1957.
16. Mutihac V. Studii geologice în partea mediană a zonei Reşiţa—Moldova Nouă (Banat). Edit. *Acad. R.P.R. Bibl. Geol. şi Pal.* IV, Bucureşti, 1959.
17. Neumayr M. Die Vertretung der Oxfordgruppe im östliche Theile der Mediteraneen Provinz. Jurastudien. Cap. IV. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.* XXI, Budapest, 1871.
18. Răileanu Gr., Năstăseanu S., Mutihac V. Cercetări geologice în regiunea dintre Anina şi Doman (zona Reşiţa—Moldova Nouă). *Bul. Acad. R.P.R. Ser. Geol. Geogr.* 2, Bucureşti, 1957.
19. Răileanu Gr., Năstăseanu S. Contribuţii la orizontarea Paleozoicului superior din reg. Ciudanoviţa—Lupac. *Anal. Univ. Bucureşti*, nr. 18, Bucureşti, 1958.
20. Răileanu Gr. Consideraţiuni generale asupra geologiei Banatului de W. *Anal. Rom. Sov. Ştiinţ. Geol.* Bucureşti.
21. Răileanu Gr., Năstăseanu S, Dincă Al. Geologia regiunii cuprinsă între V. Nerei şi Dunăre *Studii şi Cercet.-geol.* VI, Acad. R.P.R. Bucureşti, 1961.
22. Roth. Telegd. v. Das Ponyaska-Thal und Umgebung im Comitat Krasso-Szörény. *Jahrsb. k. ung. geol. Anst.* Budapest, 1885.
23. Roth. Telegd v. Die Gegend SO- lich. u.z. Th. O- lich von Steierdorf. *Jahresb. k. ung. geol. Anst.* Budapest, 1886.
24. Roth. Telegd. v. Die Gegend südlich von Steierdorf und östlich von Steierdorf—Anina, *Jahresb. k. ung. geol. Anst.* Budapest. 1887.

Institutul Geologic al României

S. NĂSTĂSEANU

PROFILE GEOLOGICE PRIN ZONA REȘIȚA MOLDOVA NOUĂ



LEGENDA

1. Pleistocen
2. Neogen
3. Granodiorite (Banatite) și zona de contact
4. Albian
5. Aptian superior (calcare de V. Minișului)
6. Barremian-Aptian inferior (calcare de Plopa)
7. Hauterivian
8. Berriasian-Valenginian (marne de Orvina)
9. Tithonian superior (calcare de Marila)
10. Kimmeridgian superior - Tithonian inferior (calcare de Brădet)
11. Oxfordian superior-Kimmeridgian inferior (calcare de V.Aninei)
12. Oxfordian inferior (marne de Tamașa)
13. Callovian (Calcare de Gumpina)
14. Dogger (Aalenian-Bathonian)
15. Liasic mediu + superior (Toarcian)
16. Liasic inferior
17. Triasic mediu (Anisian)
18. Triasic inferior (Werfenian)
19. Permian inferior (Saxonian)
20. Permian inferior (Autunian)
21. Carbonifer superior (Stephanian)
22. Granitul de Sichievița
23. Cristalin getic

1'. Dislocația vestică
2'. Falia Reșița-Carasova
3'. Falia Polom
4'. Falia V.Aninei
5'. Falia Prolaz
6'. Falia Sodol
7'. Falia Ranchina
8'. Falia Beul Sec
9'. Falia Pleșiva

Imprim atel. Inst. Geol.

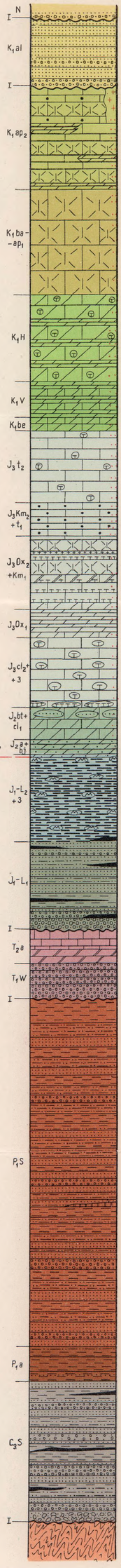
Institutul Geologic al României

S. NĂSTĂSEANU

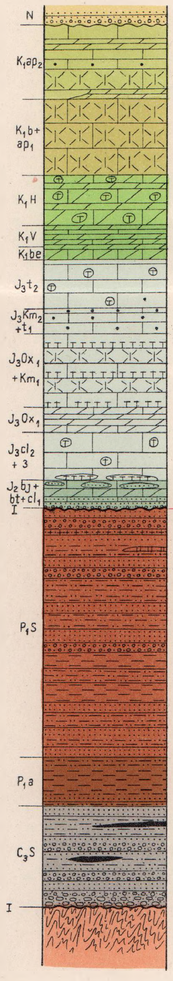
COLOANE STRATIGRAFICE SINTETICE ALE DEPOZITELOR PALEOZOICE ȘI MESOZOICE DIN ZONA REȘIȚA - MOLDOVA NOUĂ

SCARA 1:10.000

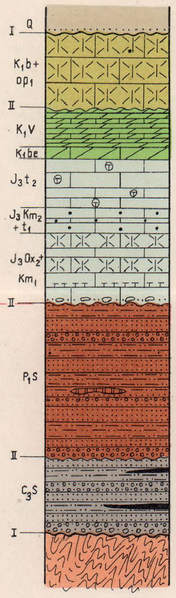
ZONA CENTRALĂ



ZONA MARGINALĂ VESTICĂ



ZONA MARGINALĂ ESTICĂ



LEGENDA

Q	Cuaternar
N	Neozoic
K_1al	Cretacic inferior - Albian
K_1ap_2	Cretacic inferior - Apțian superior
K_1ba-ap_1	Cretacic inferior - Barremian + Apțian inferior
K_1H	Cretacic inferior - Hauterivian
K_1V	Cretacic inferior - Valanginian
K_1be	Cretacic inferior - Berriasian
J_3t_2	Jurasic superior - Tithonian superior
$J_3Km_2+t_1$	Jurasic superior - Kimmeridgian superior + Tithonian inferior
$J_3Ox_2+Km_1$	Jurasic superior - Oxfordian superior + Kimmeridgian inferior
J_3Ox_1	Jurasic superior - Oxfordian inferior
J_3cl_2+3	Jurasic superior - Callovian mediu + superior
J_2bt+cl_1	Jurasic mediu - Bathonian + Callovian inferior
J_2a+bj	Jurasic mediu - Aalenian + Bajocian
J_1L_2+3	Jurasic inferior - Liasic mediu + superior
J_1L_1	Jurasic inferior - Liasic inferior
T_2a	Triasic mediu - Anisian
T_1W	Triasic inferior - Werfenian
P_1S	Permian inferior - Saxonian
P_1a	Permian inferior - Autunian
C_3S	Carbonifer superior - Stephanian

LEGENDA

1. Dolomite
2. Calcare recifale
3. Calcare grezoase
4. Calcare dolomitice
5. Calcare noduloase
6. Calcare de apă dulce
7. Calcare
8. Marno-calcare
9. Marne
10. Marne grezoase
11. Argile bituminoase
12. Argile
13. Argile grezoase
14. Gresii
15. Conglomerate
16. Șisturi cristaline
17. Cărbuni
18. Sferosiderite
19. Elipsoizi grezoși
20. Elipsoizi de silice
21. Concrețiuni de silice
22. Benzi de silice
23. Granodiorite
24. Fenomene de contact
25. Tufuri
26. Tufite
27. I Discordanță unghiulară
28. II Discordanță simplă

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

25. Roth. Telegd v. Der Westrand des Krasso-Szörenyer (Banater) Gebirge in der Umgebung von Ilidia-Ciclova und Oravița. *Jahresb. k. ung. geol. Anst.* Budapest, 1888.
26. Roth. Telegd v. Der westliche Theil des Krasso-Szörenyer (Banater) Gebirges in der Umgebung von Maydan-Lisava und Steierdorf. *Jahresb. k. ung. geol. Inst.* Budapest, 1889.
27. Roth. Telegd v. Die unmittelbare Umgebung von Steierdorf-Anina. *Jahresb. k. ung. geol. Ans*, Budapest, 1890.
28. Roth. Telegd v. Partea de West a Munților din jud. Caraș—Severin, în împrejurimile Ciuda noviței—Girliște și Clocotici. *Jahresb. k. ung. geol. Anst.* Budapest, 1891.
29. Roth. Telegd v. Das nördliche Theil des Krasso-Szörenyer Kalkgebirges in der Umgebung von Krassova. *Jahresb. d.k. ung. geol. A. f.* (1893). Budapest, 1895.
30. Roth. Telegd v. Umgebung von Krassova und Teregova. *Erläuterungen zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone.* Budapest, 1906.
31. Roth, Telegd v. Halaváts J. Umgebung von Temeskutas und Oravicabánya Blatt: zone 25 Kal. XXV. (1:75.000) *Erläuterung zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Kronet.* Budapest, 1911.
32. Schloenbach U. Über Spaltenbildung in den Kalken am Rande der Predetter Hochebene nördlich von Steyer dorf in Banat. *Verhandl. d.k.k. R.A.* Wien, 1869.
33. Schréter Z. Beiträge zur Tektonik des südlichen Teiles des westlichen Krassoszörényerkalkgebirges. *Jahrb. k. und geol. Anst.* Budapest, 1910.
34. Schréter Z. Umgebung von Fehértemplom Szászkabánya und Omoldova. *Erläuterung zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone*, Budapest, 1916.
35. Schrockenstein Fr. Die geologische Verhältnisse der Banater Montan-Distrikten. *Földt. Köz.* XV, Budapest, 1870.
36. Sucić-Protic Z. Stratigraphie et tectonique des Montagnes de Golubac (Serbie Orientale). *Ann. Géol. de la Péninsule Balkanique.* T. XXVIII, Beograd, 1961.
37. Tietze E. Geologische-paleontologische Mitteilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgesstoches. *Jahresb. d.k.k. R.A.* XXII. Wien, 1872.
38. Uhlig V. Zur Kenntnis der Malm und Tithonstuffe der Umgebung von Steierdorf im Banat. *Verhandl. k.k. R.A.* Wien, 1881.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЗОНЫ РЕШИЦА — МОЛДОВА НОУЭ

СЕРЖЮ НЭСТЭСЯНУ

(Краткое содержание)

В настоящей работе автор представляет геологическую карту осадочных комплексов зоны Решица — Молдова Ноуэ, как результат личных наблюдений, проведенных в течении восьми лет, а также и пересмотра ранее существовавших данных, касающихся этого осадочного бассейна. По этому случаю особенное внимание было направлено на стратиграфию мезозойских и палеозойских отложений, а также — на тектонику и палеогеографическую эволюцию зоны.

Institutul Geologic al României

Стратиграфия. Карбон является наиболее древний неметаморфизованный осадочной термин, залегающий трансгрессивно и несогласно на фундаменте составленном из кристаллических сланцев, интенсивно метаморфизованных (Гетский Кристаллический комплекс). Он образован из грубых конгломератов, которые переходят прогрессивно к чередованиям песчаников и черных глин с прослойками угля и представляют виды: *Annularia longifolia*, *Calamites cisti*, и т.д., которые указывают возраст стефанского яруса для вышеуказанных отложений. Мощность стефанских отложений в центральном бассейне достигает 400 м., а на его окрийнах — намного меньше. В центре бассейна наблюдается постепенный переход от стефанского яруса к отэнскому отделу, а затем к саксонскому отделу, в то время как на его окраинах установлено отсутствие отэенского отдела, последний будучи опережен саксонскими отложениями, которые залегают непосредственно на стефанских. Отэнский отдел образован из черных лиственных глин с *Walchia*, достигающих 100 м. мощности, а саксонский — из когломератов, песчаников, аркоз и красных глин, суммирует среднюю мощность в 700 м.

В юго-западной части зоны трансгрессивно и несогласно залегают над пермью конгломератовые и известняковые отложения отнесенные триасу. Среди их пачка грубообломочных, кварцитовых конгломератов, мощностью в 100 м. принадлежит верфенскому ярусу, а последовательность доломитов, белых и черных известняков с кератитами, мощностью, примерно в 100 м. — принадлежит анизийскому ярусу.

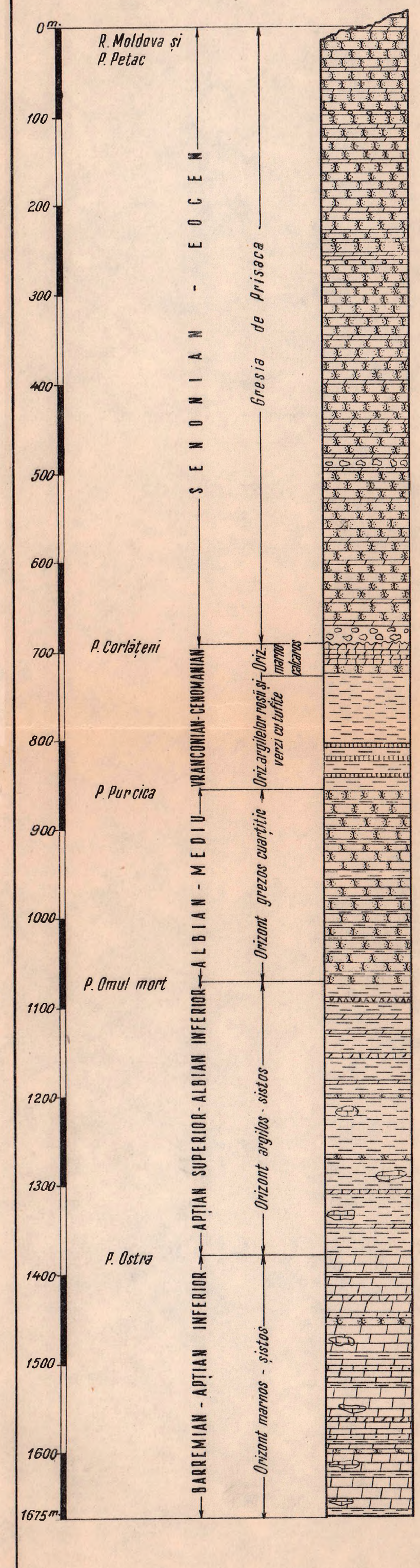
Над более древними формациями залегают трансгрессивно и несогласно юрские отложения, составленные — в основной части — из конгломератов и песчаников, а в средней части — из мергеля, а в верхней части — из известняков.

Лейас представлен нижним песчано-конгломератовым комплексом с прослойками угля и огнеупорных глин, а также верхним горизонтом составленным из битуминозных глин со сферосидеритами. Нижний комплекс, мощностью в 250 м. перекрывает в центре бассейна паралическую фацию с углем, а на окраинах — грубозернистую безрудную фацию. Наличие зоны с *Nilsonia orientalis*, в отложениях центральной фации привела автора к заключенпю, что эта зона принадлежит нижнему лейасу. Отложения нижнего лейаса прогрессивно переходят в черные битуминозные глины, в верхней части которых находятся виды *Hildoceras bifrons*. Вследствии чего было установлено, что битуминозные глины, мощностью в 200 м. принадлежат средневерхнему лейасу.

Доггер залегает в непрерывности осадконакопления над тоаром центра бассейна, однако на окраинах последнего превосходит все более древние

Institutul Geologic al României

COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A CRETACICULUI DIN UNITATEA AUDIA (REG. DINTRE V. SUHA MICA SI V. MOLDOVEI)



Ammodiscus incertus (d'Orb), Ammodiscus bornnemani (Reuss), Bathysiphon filiformis M. Sars, Dendrophrya robusta Grzyb. Glomospira charoides (Parker si jones) var corona Cush si jarvis, Haplophragmoides excavatus Cush si Waters, Haplophragmoides walteri Grzyb, Haplophragmoides latidorsatus (Bornemann), Hyperammina elongata (Brady), Marssonella oxycona (Reuss), Nodellum velascoensis (Cush), Pelosina complanata Franke, Placentammina placenta Grzyb. Reophax difflugiformis (Brady), Rhabdammina abyssorum Sars, Rhabdammina linearis Brady, Rzehakina epigona (Rzehak), Siroplectammina spectabilis (Grzyb), Tritaxia piramidata Reuss, Trochammina globigeriniformis (Parker) Dinți de pești.

Ammodiscus incertus (d'Orb) Ammodiscus infimus Darland Ammolagena clavata (Parker si jones) Bathysiphon filiformis M. Sars Dorothia bulleta (Carsey) Gaudryina filiformis Berth. Haplophragmoides cf. H. loczyi Majzon, Haplophragmoides latidorsatus Born H. cf. H. seitulus (Brady), Haplophlohragmoides walteri Grzyb. Hyperammina elongata (Brady), Glomospira charoides (Parker și jones) Gyroidina depressa (Alth), Lituotuba lituiformis (Brady) Marssonella oxycona (Reuss) Orbulinaria falax Rhumbler, Pelasina complanata Franke, Reuphax difflugiformis (Brady), Rhabdammina abyssorum Sars, Thalmanina nothi Majzon, Tritaxia pyramidata Reuss, Tristix excavata (Reuss) Trochamminoides irregularis (White), Globigerina infracretacea Glaessner, Globigerinella aequilateralis (Brady) Cibicides comideus (Czjzek), Dyctiomitra striata Lipman, Theocapsa aristotelis Haeckel, Spiculi și Microsclere de spongieri, Resturi scheletice de Pești

Ammodiscus incertus (d'Orb), Arenobulimina presli (Reuss), Bathysiphon filiformis M. Sars, Cibicides comideus (Czjzek) Globigerina aspera Ehrenberg, Globigerina cretacea d'Orb, Globigerinella aequilateralis (Brady) Glomospira charoides (Jones si Parker) Haplophragmoides eggeri Cush, Haplophragmoides emaciatus (Brady), Haplophragmoides excavatus Cush si Waters, Haplophragmoides cf. H. seitulus (Brady), Haplophragmoides walteri Grzyb, Hormosina globulifera (Brady), Hormosina ovulum (Grzyb), Hyperammina grzybowski Dylazanka, Hyperammina elongata (Brady) Marssonella oxycona (Reuss) Orbulinaria fallax Rhumbler, Pelosina complanata Franke, Rhabdammina abyssorum Sars, Rabdammina discreta Brady, Saccammina placenta (Grzyb), Trochamminoides irregularis (White), Trochamminoides proteus (Karrer), Dyctiomitra striata Lipman, Spongellipsis laevis Haeckel, Resturi scheletice de silicospongi (Spiculi și Microsclere), Resturi scheletice de Echinide (Spini), Dinți de pești, Diatomee aparținînd genului Coscinodiscus, Concrețiuni silicioase neregulate, Concrețiuni de pirită sferice, discoidale, moruloide, neregulate și alungite, Glauconit

Hamites sp. (?) (fragment)

Ammodiscus incertus (d'Orb) Bathysiphon filiformis M. Sars, Bolivina incrassata Reuss, Bulimina Jarvisi Cush și Park, Bulimina obtusa d'Orb, Globigerina aspera Ehrenberg, Globigerina cretacea d'Orb, Glomospira charoides (jones si Park), Gyroidina beisseli Withe, Nuttallinella florealis (Withe), Haplophragmoides coalingensis Cush și Haima, Haplophragmoides concavus (Chapman), Haplophragmoides emaciatus (Brady), Hormosina cf. ovulum (Grzyb), Hyperammina grzybowski Dylazanka, Hyperammina cf. elongata (Brady), Nodosaria radicula (Linné) var ambigua Neugeboren, Nodosaria raphi nistrum Linné, Paleopolymorphina pleurostomelloides (Franke), Plectorecurvoides alternans (Noth), Polymorphina lactea Walker și jacob, Reophax difflugiformis (Brady), Rhabdammina discreta Brady, Rotalia aff. R. beccari (Linné) var. parkinsoniana d'Orb. Spiroplectammina foliacea Rzehak, Stylostomella adolphina (d'Orb), Gaudryina neocomica Chal., Thurammina papillata Brady, Trochamminoides proteus (Karrer), Valvulineria cf. V. umbilicatula (d'Orb), Dyctiomitra striata Lipman, Spongellipsis laevis Haeckel Trochodiscus (?) sagittipotens Krasanincov, Resturi scheletice de spongieri (Microsclere și spiculi) triaxiomi. Frustule de Diatomee (forme biconvexe ale genului Coscinodiscus), Concrețiuni de pirită, Cărbuni fragmente, Glauconit

Chelonicenas sp.

Ammodiscus incertus (d'Orb) Bathysiphon filiformis M. Sars, Bigenerina paradoxa Vasicek, Bigenerina cf. B. alternans Vasicek, Bolivina textilarioides Reuss, Dentalina comunis d'Orb, Dentalina laevigata Nills. Discorbis infracretaceous Schokhina, Frondicularia affinis Marss, Globigerina cretacea d'Orb, Globigerina infracretacea Glaessner, Haplophragmoides concavus (Chapman), Haplophragmoides cf. latidorsatus Born, Hormosina cf ovulum (Grzyb), Lenticulina sp., Patellina sp. Munstwo, Plectorecurvoides alternans Noth, Pyrulina cylindroides (Roemer) Rhabdammina linearis Brady, Robulus limbosus Nills, Robulus sp., Trochammina pauciloculata Brady, Trochamminoides irregularis (Withe) Glomospira charoides (Jones și Parker), Glomospira gordialis (Jones si Parker) Cenosphaera favosa Haeckel, Spiculi si Microsclere de Silicospongi, Frustule de Diatomee aparținînd genului Coscinodiscus sp., Cocolithophonideae, Concrețiuni de pirită sferice și alungite

LEGENDA

1 Argile
2 Marne
3 Lidiene
4 Gresii
5 Calcare nisipoase
6 Marno-calcare
7 Conglomerate
8 Tufite
9 Sferosiderite

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

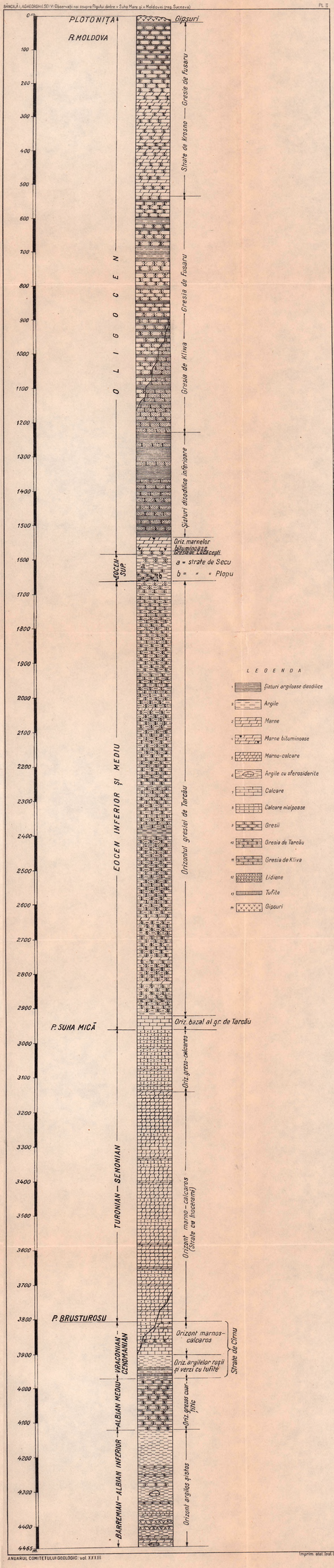
COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ A CRETACICULUI ŞI PALEOGENULUI

DIN

UNITATEA MEDIO-MARGINALA

REG. DINTRE VALEA SUHA MICĂ ŞI VALEA MOLDOVEI

BANCILĂ I. AGHEORGHIEI: Observaţii noi asupra flişului dintre « Suha Mare şi « Moldovei (reg. Suceava)



Imprim. stat. Inst. Geol.

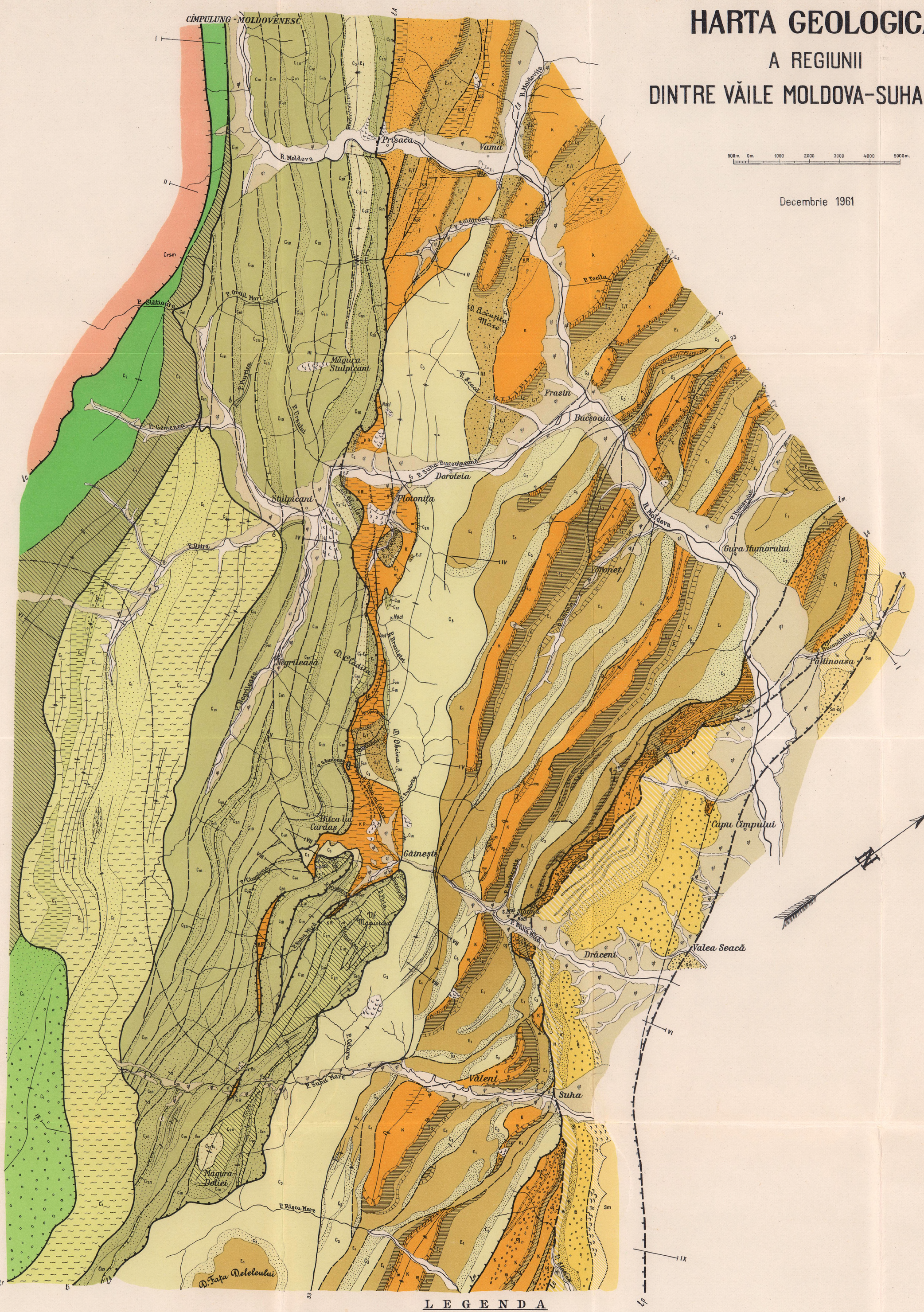
Institutul Geologic al României

BĂNCILĂ I. ȘI AGHEORGHIESEI V.

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
DINTRE VĂILE MOLDOVA-SUHA MARE

500m. 0m. 1000 2000 3000 4000 5000m.

Decembrie 1961



LEGENDA

UNITATEA MEDIO-MARGINALĂ

SUBUNIT. INTER+MARGINALĂ

OLIGOCEN	10	m.s.	Menilite sup.+ Kliwa
		Kl	Gresia de Kliwa cu disodile
		m	Marno-calcare bituminoase
		L	Gresia de Lucăcești
EOCEN	11	E_2	Strate de Plopu
		E_1	Calcare de Doamna (c) Grezo-calcare, argile
SENONIAN-PALEOCEN TURONIAN	12	C_3	Strate cu Inocerami sup. " " " inf.
VRACONIAN-CENOMANIAN ALBIAN SUP. BARREMIAN-ALBIAN INF.		C_2n	Strate de Cîrnu și argile vărgate cu tufite
		C_1n	Gresii cuarțitice
			Oriz. argilo-marnos șistos } Șisturi negre

SUBUNITATEA MEDIANĂ

OLIGOCEN INCL. ACVIT.	13	g	Gipsuri
		KR	Strate de Krosno și gresii tip Fusaru (xxx brecii sedim.)
		F	Gresia de Fusaru
		m	Marno-calcare și menilite
		FL	Gresia de fusaru și gresia de Lucăcești
EOCEN	14	a	E_2 a. Strate de Secu b. Strate de Plopu
		b	E_1T Gresia de Tarcău
SENONIAN-PALEOCEN TURONIAN	15	C_3	Strate cu Inocerami sup. " " " inf.
VRACONIAN-CENOMANIAN ALBIAN SUP. BARREMIAN-ALBIAN INF.		C_2n	Strate de Cîrnu și argile vărgate cu tufite
		C_1n	Gresii cuarțitice
			Oriz. argilo-marnos șistos } Șisturi negre

UNITATEA AUDIA

SENONIAN-EOCEN INF.	16	C_3-E_1	Gresia de Prisaca
VRACONIAN-CENOMANIAN	17	C_2n	Strate de Cîrnu
ALBIAN SUP.			Argile vărgate cu tufite
BARREMIAN-ALBIAN INF.		C_1n	Gresii cuarțitice
			Oriz. argilo-marnos șistos } Șisturi negre

UNITATEA EST-INTERNĂ

VRACONIAN-CENOMANIAN	18	C_2	Argile roșii
ALBIAN SUP.-VRACONIAN ALBIAN	19	C_1	Gresia de Colomba Seria curbicorticală

UNITATEA VEST-INTERNĂ

APȚIAN-ALBIAN	20		Gresii și conglomerate (Strate de Ceahlău)
BARREMIAN	21	C_1	Strate de Bistra-Slătioara
VALANGINIAN-HAUTERIVIAN	22		Strate de Sinaia

UNITATEA CENTRALĂ

	23	Grs.m	Șisturi cristaline + mesozoic

Partea sud-vestică redată după: Stoicescu A., Rădulescu I., Filimon T. din I.P.G.G.-M.I.P.CH.

CUATERNAR	1	qt	Porniluri de teren Terase Aluviuni

PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ

SARMAȚIAN	2	Sm	Nisipuri
		cg	Conglomerate

UNITATEA PERICARPATICĂ

TORTONIAN	3	To	Marne
HELVEȚIAN	4	H	Marne Gresii și gipsuri
BURDIGALIAN	5	B	Gresii și marne (oriz. roșu) Conglomerate de Pietricica
OLIGOCEN	6	K	Gresie de Kliwa
	7	d	Șisturi disodilice + minilite inf.
		L	Oriz. gresiei de Lucăcești

UNITATEA EXTERNĂ

OLIGOCEN	8	m.s.	Menilite sup.
		cg.	Conglomerate cu elemente verzi și gresie de Kliwa
		d	Șisturi disodilice
		m	Marno-calcare bituminoase și minilite inf.
		L	Gresie de Lucăcești
EOCEN	9	E_2	Strate de Bisericani
		E_1	Calcare de Doamna (c) Gresia de Pătrinoasa

24	lc	Linia centrală
25	llr	" Lutu Roșu
26	li	" est internă
27	lA	" Audia
28	lm	" medio-marginală
29	le	" externă
30	lp	" pericarpatică
31	lG	Încălecarea Paleogenului de Găinești
32	lR	Falia „a rebours" Găinești-Vama
33		" intermediară
34		Falii secundare
35	a	Limită normală
	b	" de transgresiune
36	a)	Axe de sinclinale
	b)	a. normal b. răsturnat
37	a)	Axe de anticlinale
	b)	a. normal b. răsturnat
38		Punct fosilifer
39	× Nacl	Izvor sărat
40	I—I	Traseul secțiunilor geologice
41		Profile colectate pt. analize faunistice

Cartografiat: Ciorogariu I.

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

I. BĂNCILĂ ȘI V. AGHEORGHIESEI

SCHIȚA TECTONICĂ A REGIUNII CÎMPULUNG-VAMA-GĂINEȘTI-SUHA

2 0 2 4 6 8 10 km

Unitatea centrală — lc = linia centrală
Unitatea vest internă — lr = linia lutul roșu
Unitatea est internă — li = linia internă
Unitatea Audia — lA = linia Audia
Unitatea medio-marginală — lm = linia medio-marginală
Unitatea externă — le = linia externă
Unitatea pericarpatică — lp = linia pericarpatică
Platforma moldovenească

LEGENDA

- Traseul secțiunilor geologice
- M — Lamboul Motreni
- M' — Lamboul Măguricea
- F — Fereastre tectonice
- G — Linia „à rebours" Găinești
- P — Petecul de acoperire Plotonița
- O — Linia de încălecare a paleogenului de Găinești
- C — Anticlinalul Ciumârna
- S — Sinclinalul Plotonița

Salonețul Nou, Cacica, P. Humorului, R. Moldovița, P. Deja, P. Delta, Vama, GURA HUMORULUI, Păltinoasa, Bucșoaia, CÎMPULUNG, Sadova, Pojorîta, V. Putnei, V. Seacă, R. Moldova, P. Suha Mică, P. Suha Mare, Drăceni, P. Slătioarei, Stulpicani, Negrileasa, Găinești, P. Botușan, V. Negrileasa, P. Ostra, P. Arșița, P. Risca, P. Răscuta

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC: vol. XXXIII

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

BĂNCILĂ I. ȘI AGHEORGHIESEI V.

SECȚIUNI GEOLOGICE PRIN REGIUNEA CÎMPULUNG-VAMA-GĂINEȘTI-SUHA

500 m. 0 m. 500 1000 2000 3000 4000 m.

I — SV — NE | V — E

Runcu 1142 · Cîmpulung · R. Moldova · P. Lefei · P. Hurghiș · Runcu Prisăcii · P. Micluș · Barbușca · Vama · R. Moldoviței · P. Dobra · P. Beteagul · Runcu Porcului · P. Tocila · P. Cetății · P. Larga · P. Virvății · Fundu Humorului · Girla Morii · P. Bucovăț

L.C. · L.L.r · L.A. · L.m. · L.e. · L.p. · R

II — SV — NE

P. Caselor · P. Șandrului · Măgura Cailor · P. Sălătrucul · Ascuțita Mică

L.C. · L.i. · L.A. · R

III — SV — NE

Măgura 1155 · V. Seacă

L.A. · R

IV — SV — NE

P. Suha 849 · P. Brănoștilor

L.A. · R

V — SV — NE

M-tele Runcu 1021 · 824 · 805 · P. cel mare · P. Arșița Popii · P. Brînzăriei

L.A. 546 · L.B. · R

VI — V — E | SV — NE

P. Batușanei · V. Brăteasa · V. Brăteasa · P. Ostra 1029 · V. Negrilești · P. Runcului · Bîtca Frăgăriei · Găinești 601 · P. Rugineștii · P. Pietroasele · P. Bălăceanului · P. lui Miron · P. Lupoaia · P. Pringați · P. lui Plăcintă

L.C. · L.L.r · L.i. · L.A. · L.m. · L.e. · L.p. · L.B. · C.S.V. · Or. nd. · D.B. C_1-2 · I · II · III

VII — SV — NE

P. Gușului · P. Fundoaiei · P. Giumirna · P. Suha Mică · P. Pîrîei · Ob. Pietroasei

ANT. CIUMÎRNA · 771 · L.A. · L.B.

VIII — SV — NE

P. Arșița-Crăcai · P. Suha Mică · P. Arșița-Cornilor

ANT. CIUMÎRNA · L.A. · L.B.

IX — V — E | SE — NE

P. Holdiței · P. lui Chioombire · V. Gatirgașelor · P. lui Gătina · P. Sec · V. Stinei · P. Alăutului · P. Nemțișorului · V. Sagări · P. Nemțișorului · P. Sec · P. Adînc · P. Runcului · P. Pietros · Pietrosul · P. Pietros · P. Arinului · V. Colibei · P. Grăiului · P. Slatinei · P. Mîndrei · P. Negru · P. Bogății

L.C. · L.L.r · L.i. · L.A. · L.m. · L.e. · L.p.

L E G E N D A

I Fundament carpatic (șisturi cristaline + sedimentar precretacic)

II Fundament moesic (cordiliera șisturilor verzi (C.S.V.), șisturi cristaline + sedimentar paleozoic, mesozoic și neozoic). Or. nd. = Orogenul nord-dobrogean.

III Fundament podolic (șisturi cristaline, eruptiv granitic + sedimentar paleozoic, mezozoic și neozoic + Platf. Moldovenească). D.B. = Depresiunea pelito-mesozoică a Bîrladului „predobrogeană" (sedimentar paleozoic, triasic și jurasic).

Depresiunea carpatică externă (sedimentar cretacic-terțiar)

① — Unitatea centrală · L.c. = linia centrală
② — „ vest internă · L.L.r = „ Lutul roșu
③ — „ est internă · L.i. = „ internă
④ — „ Audia · L.A. = „ Audia
⑤ — „ median-marginală · L.m. = „ median-marginală
⑥ — „ externă · L.e. = „ externă
⑦ — „ pericarpatică · L.p. = „ pericarpatică

T Triasic · J Jurasic — la zi pe unitatea centrală

C_1-C_1n Cretacic inferior · C_2-C_2n „ median · C_3 „ superior — n = faciesul de șisturi negre

C_2n-E_1 Senonian-Eocen

E_1T-E_1 Eocen inferior (E_1T = faciesul median) · E_2 „ superior · Ol Oligocen · Bd Burdigalian (Σ = sare) · H Helvețian · Mi Miocen inferior nedivizat · <<Tv Tortonian

Bgl Buglovian · Sm_2 Sarmațian inferior · Sm_1 „ superior

Linii de încălecare (A. linia „a rebouw"-Găinești; L.B. linia de încălecare a paleogenului de Găinești) · Falii principale · Limită normală · Limită de transgresiune

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

термины. Доггер центра зоны представлен серыми песчанистыми мергелями с *Lamellibrachiata*, принадлежащими аалену и байосу и мергелистыми-известняками с *Clydoniceras discus* и *Macrocephalites macrocephalus*, представляющими батски-нижне келловейжий возраст. На западной окраине зоны доггер начинается детритовыми известняками с *Ostrea acuminata*, отнесенными верхнему байосу и продолжаются мергелистымь-известняками батсхого вогроста тотдественииыми центральной зоне. Доггер восточной окрайны бассейна представлен только песчано-известняковым батским аналогом. Мощность доггера в зоне наибольшего развития достигает, примерно, 125 м.

Мальм образован, в преобладающем порядке, из известняков, в рамках которых было проведено несколько выделений. Келловей центральной зоны содержит в основной части пачкау кремнеземнистых эллипсоидов, мощностью в 20 м., выдерживающий песчанистые известняки с кремнеземнистыми явленаями (известняки Кумпэна), в которых были встречены виды *Harpoceras punctatum*. На окрайнах бассейна встречается тотже горизонт с кремнеземнистыми эллипсоидами, но верхний песчанистый известняк замещен шпатовым известняком с *Grossouvria variabilis*. Мощность келловея, примерно, 200 м. Келловейские известняки переходят прогрессивно в мергелистые-известняки и мергели с *Euaspidoceras perarmatum*, (мергели Тэмаша), отнесённые нижнему оксфорду, достигающие 100 м. мощности. От мергелей с *Euspiloceras* постепенно переходится к отложениям отнесенным верхнему оксфорду-нижнему кимериджу (известняки долины Анина), составленные из серых тонкозернистых известняков с кремниевыми полосами в которых наблюдаются три прослойки массивных известняков, иногда кораллогеновых. На окраинах бассейна известняки с кремниевыми полосами превосходят более древние термины достигая даже поверхности кристаллического комплекса. Мощность этих отложений определяетсяж 250 м для центральной части бассейна. Известняки с кремниевыми полосами переходят постепенно в узловатые известняки (известняки Брэдет), в которых были определены виды с *Aspidoceras acanthicum* и *Perisphinctes contiguus*, обстоятельство, позволившее автору отнести их верхнему кимериджу (нижнему титону). Максимальная мощность этих отложений, известная в центральной зоне — 100 м. Верхний титон (известняки Марила) состоит из желтоватых литографических известняков, с частыми видами *Calpionella alpina* и *C. elliptica* Мощность этих известняков — примерно, 200 м.

Мел представлен вначале мергелистой фацией, затем известняковой и в конце концов — песчано-конгломератовой. Литографические известняки верхней юры постепенно переходят к переслаиванию серых мергелей

Institutul Geologic al României

с тонкозернистыми известняками с *Berriassella grandis*, принадлежащие берриасу, достигающего 40 м. Валанжин (мергели Кривина) состоит из мергелисто-известняков и мергелей с *Neocomites neocomiensis*, достигающих мощности 100 м. Готерив представлен в центре бассейна, мергелисто-известняковой фацией с *Collyrites ovulum* где может достигнуть мощности до 250 м, а в окраинных зонах известняковой фацией с *Olcostephanus astieri-anus*. Обе фации представляют сферические кремниевые конкреции. Баррем и нижний апт (известняки Плопа), представлены рифовой известняковой фацией (ургонский ярус) с *Toucasia carinata* и кораллы. В центре зоны они залегают в непрерывности осадконакопления над готеривом, в то время как на окраинах бассейна превосходят более древние термины и в конце концов залегают и над Кристаллическим комплексом. Средняя мощность ургонских известняков — 300 м. Верхний апт (известняки Миниш) представлен чередованием серых или красных узловатых известняков с тонкозернистыми известняками, представляющими местами мергелистые прослойки с *Orbitolina lenticularis* и *Salenia mamillata*. Мощность этих отложений достигает 200 м. Альб залегает трансгрессивно и несогласно над более древними отложениями и составлен из конгломератов и глауконитовых песчаников с *Duvilléiceras mammillatum*. В зонах наилучшего развития достигает мощности 200 м. Альб и сеноман составлены из конгломератов и известковых песчаников. Отсутствие характерных ископаемых не позволило автору выделение этих этажей. Неозой сформирован из слабо цементированного песчаника и песков, в которых были определены, миоцен и паннон.

Тектоника. Тектоническая структура зоны Решица — Молдова Ноуэ была образована в течении герцинского и альпийского циклов, последствием чего, как эффект последних, были выделены палеозойские и мезозойские складки. Из палеозойских складок автор упоминает как наиболее лучше оконтуренные с З. на В., следующие структуры:

Синклиналь Лупак развивается в северо-восточной части зоны и выявлен наличием черных глин с *Walchia*, представляя прокатанное восточное крыло а западное крыло сильно сплюсмнутое в складки из-за надвига кристаллического комплекса, который передвигается намного к востоку по надвиговой плоскости западной дислокации.

Синклиналь Клокотичь имеет сводовую зону оконтуренную отэнскими глинами а крылья составленны саксонскими этот синклиналь, отложениями, как на В так и на З нарушен продольными сбросами.

Антиклиналь Натра представляет полноценную структуру палеозоя и выявлена стефанскими отложениями, которые развиваются в сводовой зоне.

Institutul Geologic al României

Крылья образованы из черных глин и красных песчаников, образующих целый ряд второстепенных складок. В западной части она была подвергнута окраинной дислокации (западной), имеющей в этом участке характер вертикальной линии, а на восточной части была подвергнута сбросу Решица — Карашова.

Синклиналь Решица оконтурен только в своем конечном участке (в Решица), где стефанские отложения выдержевают непосредственно саксонскине отложения.

Антиклиналь далины Куптоаре выявлен стефанскими отложениями, а на крыльях — саксонскими.

Антиклиналь Рыул Алб — Тейош имеет ограниченное развитие из-за одного сброса, появляющегося в сводовой части и таким образом оконтурено только западное крыло, образованное из стефанских и саксонских отложений.

Синклиналь Рыул Алб представлен стефанскими и саксонскими отложениями, составляющими восточное крыло, а западное крыло — рокатанное.

Мезозойские складки развиты в типичком юрском стиле и автором было установлено наличие очень частых антиклиналей с западным крылом надвинутом на восточное прокатное крыло. Большие линии разлома ориентированы ССВ—ЮЮЗ, так же как и структуры подвергнувшиеся нарушениям. В продолжении автор описывает более значительные структуры, областной амплитуды.

Синклиналь Лишава-Гырлиште имеет сводовую зону составленную из валанжинских отложений и крылья — из более древних отложений, образующих непрерывную последовательность до верхнего байоса, который залегает непосредственно наи пермю.

Антиклиналь Натра, наклонно залегающий на палеозойской структуре того же имени, имеет крылья состоящие из среднеюрских отложений, выдерживающие все термины до готерива. Восточное крыло этой структуры было нарущено сбросом по линии Решица — Карашова, которая имеет в своем северном участке характер линии надвига, а на Ю. представляет почти вертикальный план.

Синклиналь долины Доманулуй и Житинулуй развивается между сбросом-Решица-Карашова — к З. и сбросом-Полом — к В. Сводовая зона синклинали выявлена верхним аптом области Доманулуй. В области Кракул Солованулуй, синклиналь представляет поднятие, выявленное малым антиклиналем оконтуренным известняками верхнего титона.

Синклиналь Корнетул Маре — Илидия образуется, возможно, из соединения синклинали Лишава с синклиналью Житин, так как валан-

Institutul Geologic al României

жинские мергеля этих двух синклиналей составляют ее крылья и, повидимому, синклиналь продолжается до Молдовицы. Оба крыла прокатаны продольными сбросами.

Синклиналь Саска-Молдова Ноуэ оконтурена в триасовых отложениях, имея сводвую зону составленную из анизийских известняков, а крылья из верфенских конгломератов. Западное крыло было подвергнуто западной дислокации, а восточное крыло — сбросу меньшей амплитуды.

Синклиналь Тылва Чербулуй имеет меньшее расспространение, ограниченное сбросами, которые его оконтуривают. Сводовая зона оконтурена меловыми отложениями, а крылья образованы из юрских отложений.

Антиклиналь Полом нарушен в сводовой част линией разлома региональной амплитуды, вдоль которой обнажаются местами батские отложения выдерживаиющие остальныне юркине отложения, составляя, таким образом ее восточное крыло.

Синклиналь Брэдет выявлен верхнетитонскими или аптскими отложениями, которые выклиниваются как на С так и на Ю. сбросом-Полом.

Антиклиналь Анина представляет в сводовой зоне глазковую петлю пермских отложений, которые перекрываются юрскими а затем меловыми отложениями. Стремление к надвигу западного крыла над восточным является характерным для этой структуры. Западное крыло представляет нормальное развитие между Анина и долиной Жежнит, обстоятельство, позволяющие оконтурирование двух второстепенных волнистостей — синклинали Челник и антиклинали Тэмаша, которые очень скоро сплющиваются по направлению С—Ю. В северной половине зоны сводовая часть антиклинали подвержена сбросом Пролаз, а южная часть выклинивается вдоль сброса Полом.

Центральный синклиналь является полноценной структурой зоны, развиваясь по всему интервалу между долинами. Бырзавей и Дуная. Осевой наполнитель образован из меловых отложений, а крылья состоят из различных юрских терминов. Синклиналь разветвляется в северной оконечности, благодаря поднятию фундамента, который соответствует антиклинали долины Куптоаре.

Антиклиналь Беюл Сек был выявлен только благодаря выходу на дневную поверхность на западе Беюл Сек лейасовых отложений, вдоль значительной линии разлома. Западное крыло надвинуто на сильно погруженное восточное крыло.

Синклиналь Питулаць — вуявлен верхним аптом, над которыми надвинутыми юрские отложения структуры Беюл Сек.

Institutul Geologic al României

Антиклиналь Плешива может быть прослежен вдоль сброса того же имени, начиная с Комарник и до Дуная, более древними тонкими пропластсами пермских или лейасовых отложений, обнажающимнся местами.

Антиклиналь Падина Матей был выявления под видом некоторых изолированных выходов в юго-восточной части зоны, отложениями лейаса или доггера.

Восточная синклиналь оконтурена альбскими отложениями, опрокинутыми к В , покрытые отложениями антиклинали Плешива.

Палеогеографическая эволюция. Бассейн Решица-Молдова Ноуэ начинанет свою деятельность после периода поднятия возможно вызванное, фазой судетского орогенеза. Лагунный, озерный или даже морской характер стефанских и отэнских отложений был заменен саксонским аридным континентальным режимом. В саксонском отделе регистрируется ингрессия берега, вызванная слабыми колебательными движениями. Новые герцинские движения, начавшиеся, возможно, в саалийской фазе, вызвает поднятие и складкообразование палеозойских отложений.

Новый осадочный цикл выявляется верфенскими конгломератами и продолжается анизийскими известняками. Древние киммерийские движения (лабинская фаза складчатости) вызываюм в верхнем триасе складкообразование и подиятие существующих отложений. Одновременно с началом юры устанавливается новый осадочный цикл, который продолжается до конца апта. В нижнем лейасе регистрируются слабые движения морского дна, способствовавшие установлению паралической фации с углями. В верхнем лейасе установливается углубление моря, но ареал его распространения меньше ареала нижнего лейаса, так объясняется отсутствие битуминозных глин на окрайнах зоны. Доггер следует в непрерывврости осадконакопления над тоаром центра зоны, где предуставления в виде глубинной фаций, но превосходит более древние термины окраин бассейна, где представлен под видом неритово-прибрежной фации. Ингрессия доггера является эффектом некоторых более уселенных движений, которые облегчили распространение моря на большую площадь, нежели площадь, существовавшая в нижнем лейасе. Начиная с доггера и до верхнего оксфорда была установлена большая вариация фаций между отложениями центра зоны и ее окраин. В верхнем оксфорде — нижнем киммеридже регистрируются снова колебательные движения, которые вызвали новую ингрессию берега. Морские воды представляют малые глубины на всем протяжений бассейна, способствуя развитию коралловых известняков в верхней части далины Анина. В портландском ярусе море углубляется, в результате чего развивается во всей зоне глубиная фация с *cephalopodae*. Тотже

Institutul Geologic al României

режим глубокого моря длится до баррема, когда регистрируется новое понижение уровня вод, которое благоприятствует развитию рифовых ургонских известняков. Верхний апт отмечает регрессию, которой заканчивается цикл, начатый в нижнем лейасе.

Вначале нижнего альба регистрируются первые движения мезомелового орогенеза — древняя австрийская фаза складчастости — выявленные несогласием между аптом и альбом.

Следующая фаза орогенеза проявляется в верхнем мелу и имеет намного большую интенсивность нежели предыдущая. После этой фазы, которая ведет к завершению тектонической структуры зоны, бассейн остается до миоцена, когда частично покрывается приподнятым морскими водами.

PRÉSENTATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE REȘIȚA—MOLDOVA NOUĂ

PAR

SERGIU NĂSTĂSEANU

(Résumé)

L'auteur présente la carte géologique du sédimentaire de la zone Reșița-Moldova Nouă; elle représente le résultat autant des observations personnelles faites pendant huit années que des révisions des données existantes déjà sur ce bassin de sédimentation. À cette occasion on insiste sur la stratigraphie des dépôts mésozoïques et paléozoïques, ainsi que sur la tectonique et l'évolution paléogéographique de la zone.

Stratigraphie. La Carbonifère représente le plus ancien terme sédimentaire non-métamorphisé qui repose transgressivement et en discordance sur un soubassement constitué par des schistes cristallins intensément métamorphisés (Cristallin gétique). Il comporte des conglomérats grossiers qui, progressivement, passent à des alternances de grès et d'argiles noires à intercalations de charbons et avec des formes d'*Annularia longifolia*, *Calamites cisti* etc., qui attestent de l'âge stéphanien des dépôts mentionnés plus haut. Au centre du bassin, le Stéphanien atteint 400 m d'épaisseur tandis qu'aux bords celle-ci diminue. Au centre on remarque une transition graduelle du Stéphanien à l'Autunien et ensuite au Saxonien tandis qu'aux bords l'on constate l'absence de l'Autunien, ce dernier étant dépassé par les dépôts

Institutul Geologic al României

saxoniens qui surmontent directement le Stéphanien. L'Autunien est formé d'argiles noires feuilletées à *Walchia*, atteignant une épaisseur de 100 m, tandis que le Saxonien consiste en conglomérats, grès, arkoses et argiles rouges totalisant une épaisseur moyenne de 700 m.

Transgressivement et en discordance sur le Permien — au SW de la zone — reposent les dépôts conglomératiques et calcaires attribués au Trias. Parmi ces derniers le Werfénien comporte un empilement de conglomérats grossiers quartzitiques, épais de 100 m et l'Anisien comprend une succession de dolomies calcaires blanches et noires à Cératites, et atteint environ 100 m d'épaisseur.

Transgressivement et en discordance sur les formations plus anciennes, reposent des dépôts jurassiques formés en base par des conglomérats et des grès, à la partie médiane par des marnes et à la partie supérieure par des calcaires.

Le Lias est représenté par un complexe inférieur gréso-conglomératique à intercalations de charbons et d'argiles refractaires et un horizon supérieur constitué d'argiles bitumineuses à sphérosidérites. Le complexe inférieur atteint 250 m d'épaisseur et revêt — au centre du bassin — le faciès paralique à charbons, tandis qu'aux bords le faciès devient grossier et stérile. La présence de la zone à *Nilsonia orientalis* dans les dépôts du faciès central a permis la conclusion que ces derniers appartiennent au Lias inférieur. Les dépôts du Lias inférieur passent progressivement aux argiles bitumineuses noires, lesquelles à la partie supérieure comprennent des formes de *Hildoceras bifrons*. En conséquence nous avons considéré que les argiles bitumineuses, à 200 m d'épaisseur, appartiennent au Lias moyen et supérieur.

Le Dogger repose en continuité de sédimentation sur le Toarcien du centre du bassin, mais aux bords il dépasse les termes de plus en plus anciens. Le Dogger du centre de la zone est représenté par des marnes sableuses, grises, à lamellibranches, appartenant à l'Aalénien et au Bajocien et des marno-calcaires à *Clydoniceras discus* et *Macrocephalites macrocephalus* représentant le Bathonien-Callovien inférieur. Sur la bordure occidentale de la zone le Dogger commence par des calcaires détritiques à *Ostrea acuminata*, attribués au Bajocien supérieur, et continue par des marno-calcaires bathoniens, identiques à ceux du centre de la zone. Le Dogger de la bordure orientale du bassin est représenté seulement par l'équivalent gréso-calcaire du Bathonien. L'épaisseur du Dogger — dans la zone du développement optimum — atteint près de 125 m.

Le Malm est constitué essentiellement de calcaires dans lesquels ont été déterminées plusieurs séparations. Le Callovien — identifié au centre de la zone — comprend en base un paquet d'ellipsoïdes siliceux, épais de 20 m, qui supporte des calcaires gréseux à accidents siliceux (calcaires de Gumpina) comprenant des formes de *Harpoceras punctatum*. Sur les bords du bassin on rencontre le même horizon à ellipsoïdes siliceux, mais au calcaire gréseux superjacent se substitue un calcaire spathique à *Grossouvria variabilis*. L'épaisseur du Callovien varie autour de 200 m.

Institutul Geologic al României

Les calcaires calloviens passent progressivement aux marno-calcaires et aux marnes à *Euaspidoceras perarmatum* (Marnes de Tămaşa) attribuées à l'Oxfordien inférieur qui atteint 100 m d'épaisseur. Des marnes à *Euaspidoceras* on passe progressivement à des dépôts répartis à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur (calcaires de Valea Aninei) constitués par des calcaires gris, fins, à bandes de silice, où l'on observe trois intercalations de calcaires massifs, parfois coraligènes. Sur les bords du bassin, les calcaires à bandes de silice dépassent des termes plus anciens, aboutissant au Cristallin même. L'épaisseur de ces dépôts a été estimée à 250 m dans la partie centrale du bassin. Les calcaires à bandes de silice passent graduellement à des calcaires noduleux (calcaires de Brădet) comprenant des formes d'*Aspidoceras acanthicum* et de *Perisphinctes contiguus*, qui ont permis leur répartition au Kimméridgien supérieur (Tithonique inférieur). Dans le centre de la zone, ces dépôts atteignent une épaisseur maximum de 100 m. Le Tithonique supérieur (calcaires de Marila) est formé de calcaires lithographiques jaunâtres à fréquentes formes de *Calpionella alpina* et *Calpionella elliptica*. L'épaisseur varie autour de 200 m.

Au début le Crétacé revêt un faciès marneux, suivi par un autre calcaire et à la fin apparaît un faciès gréso-conglomératique. Les calcaires lithographiques du Jurassique supérieur passent progressivement à une alternance de marnes grises à calcaires fins avec *Berriassella grandis*, appartenant au Berriasien. Ce dernier atteint une puissance de 40 m. Le Valanginien (marnes de Crivina) comprend des marno-calcaires et des marnes avec *Neocomites neocomiensis*; il atteint 100 m d'épaisseur. Le Hauterivien apparaît en faciès marno-calcaire à *Collyrites ovulum* — au centre du bassin, où il peut atteindre jusqu'à 250 m de puissance, et en faciès calcaires à *Olcostephanus astierianus* — dans les zones marginales. Les deux faciès contiennent des concrétions sphériques de silice.

Le Barrémien et l'Aptien inférieur (calcaires de Plopa) revêtent le faciès calcaire récifal (Urgonien) à *Toucasia carinata* et Coraux. Au centre de la zone il repose en continuité de sédimentation sur l'Hauterivien, tandis qu'aux bords du bassin il dépasse les termes plus anciens et surmonte aussi le Cristallin. L'épaisseur moyenne des calcaires urgoniens remonte à 300 m.

L'Aptien supérieur (calcaires de Miniş) est représenté par des calcaires noduleux, gris ou rouges alternant avec des calcaires fins, lesquels — par endroits — présentent des intercalations de marnes avec *Orbitolina lenticularis* et *Salenia mammillata*. La puissance de ces dépôts est de 200 m. L'Albien est disposé en transgression et en discordance sur les dépôts plus anciens; il est constitué par des conglomérats et des grès glauconieux à *Douvilléiceras mammillatum*. Dans la zone de développement optimum, la puissance atteint 200 m.

L'Albien et le Cénomanien sont constitués par des conglomérats et des grès calcaires. Vu l'absence des fossiles caractéristiques, la séparation de ces étages n'est

Institutul Geologic al României

pas réalisable. Le Néozoïque comporte des grès faiblement cimentés et des sables; on y a identifié le Miocène et le Pannonien.

Tectonique. La structure tectonique de la zone de Reşiţa-Moldova Nouă est le résultat du cycle hercynien et alpin et, par conséquent, les effets de ces derniers se traduisent dans les plis paléozoïques et les plis mésozoïques. Parmi les plis paléozoïques on mentionne — de l'W à l'E — les structures suivantes:

Le synclinal Lupac se développe dans le NE de la zone; il est marqué par des argiles noires à *Walchia*, ayant le flanc oriental laminé et la flanc occidental fortement plissé à cause du chevauchement du Cristallin qui avance beaucoup vers l'E, sur le plan de chevauchement de la dislocation occidentale.

Le synclinal Clocotici présente une zone axiale d'argiles autuniennes et des flancs formés de dépôts saxoniens, mais autant vers l'E que vers l'W il est affecté par des failles longitudinales.

L'anticlinal Natra représente la structure majeure du Paléozoïque et il est mis en évidence par les dépôts stéphaniens développés dans la zone axiale. Les flancs sont constitués par des argiles noires et des grès rouges, qui représsntent une série de plis secondaires. À l'Ouest, il est attecté par la dislocation marginale (occidentale) qui — dans ce secteur — accuse le caractère d'une ligne verticale et à l'Est il est affecté par la faille Reşiţa—Caraşova.

Le synclinal Reşiţa est contourné seulement dans son secteur terminal (à Reşiţa) où les dépôts stéphaniens supportent directement les dépôts saxoniens.

L'anticlinal Valea Cuptoare est caractérisé par des dépôts stéphaniens flanqués de dépôts saxoniens.

L'anticlinal Rîul Alb-Teiuş accuse un développement plus limité à cause d'une faille qui affecte son axe; par conséquent il n'y a que le flanc occidental qui ait été contourné, étant constitué par des dépôts stéphaniens et saxoniens.

Le synclinal Rîul Alb est représenté par des dépôts stéphaniens et saxoniens, lesquels constituent leur flanc oriental, tandis que le flanc occidental est laminé.

Les plis mésozoïques ont un développement jurassien typique; on y constate de fréquents anticlinaux ayant le flanc oriental laminé et chevauchant celui occidental. Les fractures importantes sont orientées NNE—SSW, tout comme les structures affectées.

Plus bas, nous présenterons les structures les plus importantes, d'ampleur régionale.

Le synclinal Lişava-Gîrliște a une zone axiale formée de dépôts valanginiens et les flancs formés de dépôts plus anciens, constituant une succession continue jusqu'au Bajocien supérieur qui repose directement sur le Permien.

L'anticlinal Natra, disposé obliquement sur la structure paléozoïque du même nom, présente des flancs constitués par des dépôts jurassiques moyens, lesquels

Institutul Geologic al României

supportent tous les termes jusqu'à l'Hauterivien. Le flanc oriental de cette structure est faillé par la ligne Reşiţa-Caraşova, laquelle dans son secteur N accuse le caractère d'une ligne de chevauchement, et vers le S un plan presque vertical.

Le synclinal Valea Domanului-Valea Jitinului se développe entre la faille Reşiţa-Caraşova à l'W et la faille Polom à l'E. La zone axiale du synclinal est marquée par l'Aptien supérieur de la région de Doman. Dans la région de Cracul Solovanului le synclinal présente une élévation, marquée par un petit anticlinal contourné dans les calcaires du Tithonique supérieur.

Le synclinal Cornetul Mare-Ilidia résulte probablement du synclinal Lişava reunit au synclinal Jitin, étant donné que les marnes valanginiennes des deux synclinaux constituent ses flancs; il paraît que le synclinal continue jusqu'à Moldoviţa. Les deux flancs sont laminés par des failles longitudinales.

Le synclinal Sasca-Moldova Nouă est contourné par des dépôts triasiques, sa zone axiale comportant des calcaires anisiens, et les flancs, des conglomérats werféniens. Le flanc occidental est affecté par une dislocation occidentale et celui oriental par une faille d'ampleur réduite.

Le synclinal Tîlva Cerbului est moins étendu, étant limité par des failles. La zone axiale comporte des dépôts crétacés, tandis que les flancs comprennent des dépôts jurassiques.

L'anticlinal Polom est affecté — le long de son axe — par une ligne d'ampleur régionale, laquelle par endroits présente des dépôts bathoniens, qui supportent le reste des dépôts jurassiques constituant ainsi son flanc oriental.

Le synclinal Brădet est mis en évidence par les dépôts du Tithonique supérieur ou de l'Aptien, lesquels autant vers le N que vers le S s'effilent sur la faille Polom.

L'anticlinal Anina — dans la zone axiale — accuse une boutonnière formée de dépôts permiens qui viennent d'être récouverts par des dépôts jurassiques et ensuite crétacés. Caractéristique pour cette structure est la tendance de chevauchement du flanc W sur le flanc E. Le flanc W accuse un développement normal, entre Anina et Valea Jejnit; ce fait permet le contournement de deux ondulations secondaires, telles que: le synclinal Celnic et l'anticlinal Tămaşa, qui s'aplatissent rapidement en direction N—S. Le secteur Nord de l'anticlinal est affecté axialement par la faille Prolaz, tandis que le secteur Sud s'effile le long de la faille Polom.

Le synclinal central représente la structure majeure de la zone, se développant dans l'intervalle de Valea Bîrzavei et Valea Dunării. La zone axiale est comblée de dépôts crétacés et les flancs sont constitués par divers termes jurassiques. À l'extrémité N, le synclinal présente une bifurcation due à une élévation du soubassement qui correspond à l'anticlinal Valea Cuptoare.

L'anticlinal Beul Sec n'a été identifié que grâce à l'apparition des dépôts liasiques de Valea Beul Sec qui longent une importante ligne de rupture. Le flanc E plonge beaucoup en profondeur et, par conséquent, il est chevauché par le flanc W.

Institutul Geologic al României

Le synclinal Pitulați est mis en évidence par l'Aptien supérieur, qui est chevauché par les dépôts jurassiques de la structure Beul Sec.

L'anticlinal Pleșiva peut être suivi le long de la faille Pleșiva — à partir de Comarnic et jusqu'au Danube — au travers des lames des dépôts plus anciens, permiens ou liasiques, qui apparaissent sporadiquement.

L'anticlinal Padina Matei est rencontré sous forme d'apparitions isolées dans le SE de la zone, où il est mis en évidence par les dépôts du Lias ou du Dogger.

Le synclinal E est contourné de dépôts albiens déversés vers l'E et chevauchés par les dépôts de l'anticlinal Pleșiva.

Évolution paléogéographique. Le bassin de Reșița-Moldova Nouă commence son activité après l'exondation, provoquée probablement par la phase sudète. Le caractère lagunaire, lacustre ou même marin des dépôts stéphaniens et autuniens est substitué par le régime continental aride du Saxonien. Au Saxonien on enregistre une ingression du littoral, causée par de faibles mouvements oscillatoires. Les mouvements hercyniens récents, qui débutent probablement pendant la phase saalique ont provoqué l'exondation et le plissement des dépôts paléozoïques.

Un nouveau cycle de sédimentation est marqué par les conglomérats werféniens et continue par les calcaires anisiens. Les mouvements cimmériens anciens (labiniques) provoquent, pendant le Trias supérieur, le plissement et l'exondation des dépôts déjà existants. Dès le début du Jurassique s'installe un nouveau cycle de sédimentation qui dure jusqu'à la fin de l'Aptien. Le Lias inférieur enregistre de faibles mouvements du fond marin qui favorisent l'installation du faciès paralique à charbons. Au Lias supérieur on constate un approfondissement de la mer, mais son aire de distribution est moins étendue comparée à la mer du Lias inférieur, ce qui explique l'absence des argiles bitumineuses aux bords de la zone. Le Dogger suit en continuité de sédimentation sur le Toarcien du centre de la zone, où il revêt un faciès de profondeur, néanmoins dépassant les termes plus anciens aux bords du bassin où le faciès devient néritique-littoral. L'ingression du Dogger est l'effet de plusieurs mouvements plus accentués qui ont facilité l'extension de la mer sur un territoire plus étendu que celui de la mer du Lias inférieur. Depuis le Dogger jusqu'à l'Oxfordien supérieur on constate une grande variation de faciès entre les dépôts de la zone centrale et ceux des zones bordières du bassin. Pendant l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur on enregistre également des mouvements oscillatoires qui déterminent une nouvelle ingression du littoral. La mer est moins profonde dans tout le bassin, favorisant le développement des calcaires coraligènes à la partie supérieure des calcaires de Valea Aninei. Au Portlandien, la mer devient plus profonde et, par conséquent, dans toute la zone se développe le faciès de profondeur avec céphalopodes. Ce même régime de mer profonde persiste jusqu'au Barrémien, lorsqu'on enregistre une profondeur diminuée des eaux marines, qui favorise le développement

Institutul Geologic al României

des calcaires récifaux urgoniens. L'Aptien supérieur marque une regression qui vient terminer le cycle commencé au Lias inférieur.

Au début de l'Albien inférieur se font sentir les premiers mouvements de l'orogénèse mésocrétacée — la phase austrique ancienne — mis en évidence par la discordance entre l'Aptien et l'Albien.

La phase orogénique immédiatement suivante se manifeste au Crétacé supérieur et accuse une intensité beaucoup plus accentuée que celle précédente. Après cette phase — qui représente la formation définitive de la tectonique de la zone — le bassin reste exondé jusqu'au Miocène lorsqu'il est envahi partiellement par les eaux marines.

Institutul Geologic al României

CRETACICUL SUPERIOR ŞI FUNDAMENTUL BAZINULUI BABADAG [DOBROGEA] [1])

DE

O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ

Introducere. Bazinul Babadag reprezintă o zonă depresionară umplută cu depozite cretacice superioare, localizată în partea sudică a Dobrogei de nord. Cretacicul superior de aici alcătuieşte o cuvertură de platformă peste depozitele triasice şi paleozoice, intens cutate, de tip geosinclinal (fig. 1). Folosim aici termenul de bazin în înţelesul lui încetăţenit în literatura geologică, adică în sens de bazin de sedimentare, deşi suprafaţa actuală ocupată de Cretacicul superior corespunde numai unei părţi a bazinului de sedimentare.

În prima parte a lucrării ne vom referi la fundamentul bazinului, descriind mai întîi sumar Şisturile verzi şi apoi Paleozoicul şi Triasicul din geosinclinalul Dobrogei de nord, în limitele în care acestea alcătuiesc fundamentul Cretacicului superior. În partea a doua se va descrie pe larg stratigrafia, litologia şi structura Cretacicului superior.

Regiunea de dezvoltare a Cretacicului superior prezintă un relief deluros cu înălţimi mici cuprinse între 200 şi 350 m. Văzut dinspre nord Bazinul Babadag apare ca un platou (Podişul Babadag), însă formele de relief corespund numai uneori cu cele structurale.

Văile sînt largi, majoritatea lor avînd numai temporar apă. Produsele de eroziune sînt transportate foarte puţin pînă la baza pantei şi uneori sînt antrenate în lungul unor văi mai mari cu apă. Văile largi se acoperă astfel cu o cuvertură groasă de depozite deluvio-proluviale, care maschează depozitele cretacice superioare. Din această cauză deschiderile se găsesc numai pe crestele dealurilor sau în lungul versanţilor abrupţi. Rezultă astfel o înnecare a dealurilor sub sedimente actuale provenite din eroziunea lor, fapt care duce la o peneplenizare lentă.

Văile mai mari, V. Taiţa şi V. Slava, tributare lacului Razelm, au direcţia generală a bazinului (ESE), prima de-a lungul marginii de nord, iar a doua, împreună cu cei

[1]) Comunicare în şedinţa din 23 ianuarie 1959.

Institutul Geologic al României

doi afluenți, P. Slava Cercheză și P. Slava Rusă, în partea centrală și de sud. În partea vestică a regiunii sînt văi mai mici care se varsă în Dunăre.

FUNDAMENTUL BAZINULUI BABADAG

Fundamentul Bazinului Babadag aparține la trei mari unități geologice: zona Șisturilor verzi, zona paleozoică a Munților Măcinului și zona triasică a Tulcei. Ultimile două zone fac parte din orogenul hercinic-chimeric al Dobrogei de Nord

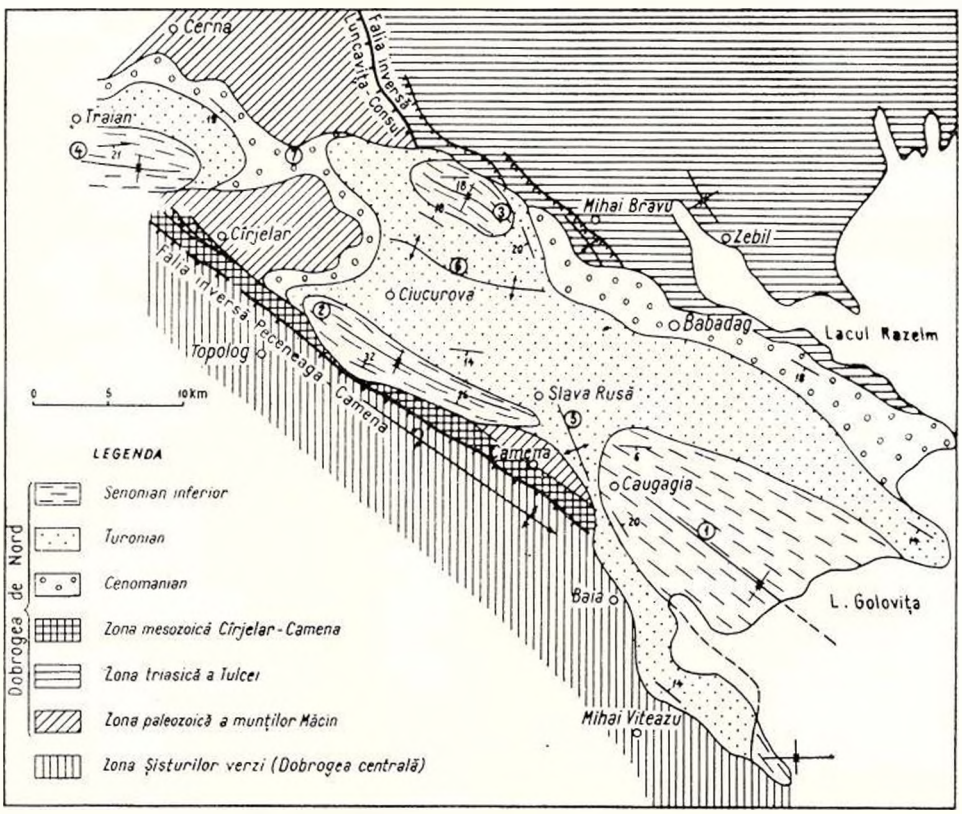


Fig. 1. — Schița tectonică a bazinului Babadag.
1, sinclinalul Caugagia-Jurilofca; 2, sinclinalul Baspunar-Uspenia; 3, brachisinclinalul Bălcescu 4, sinclinalul Izvoarele-Traian (Satu Nou); 5, ridicarea anticlinală Slava Rusă; 6, ridicarea anticlinală Jidini; 7, ridicarea (pragul) Atmagea.

în timp ce Șisturile verzi alcătuiesc o unitate independentă (Dobrogea Centrală). Între zona Șisturilor verzi și zona paleozoică din partea vestică a Dobrogei nordice se interpune o zonă sinclinală cu depozite mesozoice vechi pe care o denumim zona sinclinală Cîrjelari—Camena (fig. 1).

Institutul Geologic al României

ZONA ȘISTURILOR VERZI

Zona Șisturilor verzi sau a Dobrogei centrale constituie fundamentul Cretacicului superior numai în regiunea Baia și Sinoe, din partea de sud-est a bazinului. Șisturile verzi au fost urmărite pe o porțiune restrînsă de 1—2 km în partea lor nordică din apropierea faliei Peceneaga—Camena. Dobrogea centrală este constituită în majoritate din formațiunea Șisturilor verzi de sub care apar, în partea de nord a zonei, șisturi cristaline mesozonale.

Șisturile cristaline. Aceste roci apar de sub Șisturile verzi între localitățile Baspunar și Ciamurlia de Sus în sînburele unui anticlinal, pe o lungime de 18 km (fig. 2). Ele sînt formate din micașisturi cu biotit, muscovit și granați, amfibolite, cuarțite și injecțiuni pegmatitice. La partea inferioară a Șisturilor verzi apar șisturi clorito-sericitice și cuarțite cloritice, de facies epizonal. O descriere detailată a șisturilor cristaline de aici se găsește în lucrările lui C. I. Motaș (1913), D. M. Cădere (1924), D. I. Bujor (1936) și O. Mirăuță—E. Mirăuță (1957). Șisturile cristaline de la Baspunar—Ceamurlia de Sus sînt mai vechi decît Șisturile verzi, ambele serii revenind Algonkianului (Proterozoicului).

Șisturile verzi. Seria groasă de cîteva mii de metri a Șisturilor verzi este alcătuită dintr-o alternanță de șisturi și grauwacke (O. Mirăuță—E. Mirăuță, 1957). Rocile prezintă un metamorfism slab, de tip incipient, care a transformat materialul argilos în clorit și sericit, dînd rocilor o culoare verde.

Gresiile (grauwackele) verzi se prezintă în strate de 2—3 m sau mai mult, avînd o granulație fină pînă la grosieră. Matricea gresiilor este cloritoasă, uneori cu sericit. Granulele sînt nesortate, colțuroase sau slab rulate, fiind formate din cuarț, plagioclaz acid (10—20%) și fragmente de roci. În mod subordonat apare epidotul, zoizitul, zirconul etc. Structura rocii este clastică. Apar și varietăți microconglomeratice cu multe elemente de feldspați. În fundul V. Lupului gresiile sînt înlocuite cu cuarțite verzi dispuse în bancuri de 2—4 m.

Grauwackele din Șisturile verzi conțin de asemenea fragmente de șisturi verzi, remaniate intraformațional din stratele pelitice de către curenții submarini încărcați cu materialul psamitic mai grosier și resedimentate odată cu acest material. Sortarea și rularea slabă a granulelor arată o sedimentare rapidă, caracteristică formațiunilor orogene.

Șisturile verzi fine (șisturile pelitice) predomină de obicei față de intercalațiile de grauwacke. Ele sînt foioase, uneori satinate, de culoare verde, verde-albăstruie, rareori cu nuanțe violacee. Prin alterare devin verzui-gălbui pătate. În seria Șisturilor verzi se găsesc numeroase lentile de cuarț alb de diferite dimensiuni și numeroase cristale cubice de pirită, cantonate mai ales în grauwacke. Alături de materialul terigen, care constituie partea principală a Șisturilor verzi, apar uneori intercalații tufitice bazice (magmatite inițiale). Șisturile verzi sînt mai vechi decît depozitele

Institutul Geologic al României

paleozoice inferioare din Munții Măcinului, fiind probabil de vîrstă algonkiană superioară (ripheană). În ultimul timp s-au întîlnit, într-un foraj din regiunea Munților Mijlocii ai Poloniei (Swietokryskich), sub Cambrian, roci verzi similare celor din Dobrogea centrală și care au fost atribuite Ripheanului superior (I. SAMSONOVICI, 1957). Reamintim că vîrsta precambriană a Șisturilor verzi a fost susținută de G. MURGOCI (1914), W. PAECKELMANN (1935) și I. ATANASIU (1940).

Tectonica părții de nord a zonei Șisturilor verzi. Absența din cutele Șisturilor verzi a depozitelor paleozoice din Dobrogea de Nord și a intruziunilor granitice

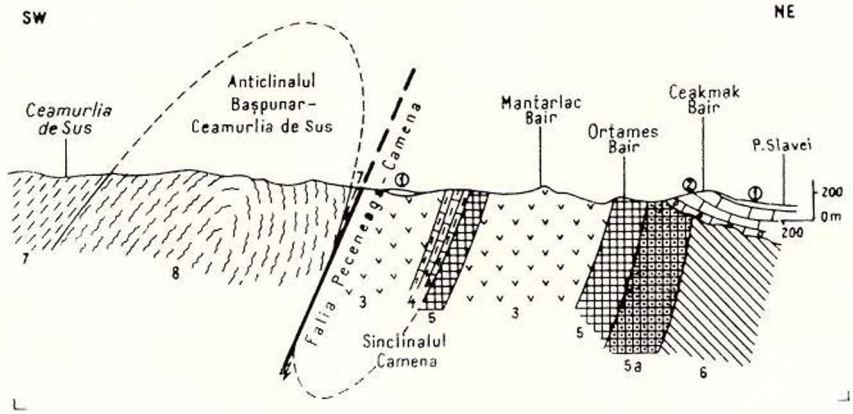


Fig. 2. — Secțiune geologică între Ciamurlia de Sus și Camena.
Dobrogea centrală: 8, șisturi cristaline mesozonale; 7, șisturi verzi. Dobrogea de nord: 6, Paleozoic inferior; 5, Formațiunea de Carapelit; 5a, conglomerate de Carapelit; 4, Triasic mediu; 3, porfire de Camena; 2, Cretacic superior; 1, loess.

individualizează zona Șisturilor verzi. Această zonă apare ridicată față de Dobrogea de Nord și probabil și față de Dobrogea de Sud, comportîndu-se ca un horst (G. MURGEANU), mărginit de două falii.

Falia din partea nordică a zonei Șisturilor verzi a fost descoperită de L. MRAZEC și R. PASCU (1912) și confirmată de G. MACOVEI (1912) și de cercetările geofizice (ȘT. AIRINEI, 1955; R. BOTEZATU și T. BĂCIOIU, 1957). Această falie, cunoscută sub denumirea de falia Peceneaga—Camena, a funcționat începînd din Paleozoicul inferior și pînă în Liasic, fiind apoi reluată în Jurasicul superior și probabil în Cretacicul superior. Timpul lung de funcționare, localizarea la contactul între două regiuni cu evoluții geologice diferite și apariția corpurilor eruptive în lungul ei (porfirele de la Camena) sînt caractere care apropie această falie inversă de tipul fracturilor de adîncime (fig. 2).

În lungul faliei Peceneaga—Camena, înclinată cu 60° spre SW, Șisturile verzi, împreună cu șisturile cristaline de la Ciamurlia de Sus, încalecă oblic peste formațiunile paleozoice din Dobrogea de Nord, calcarele triasice medii (Camena), Stratele

Institutul Geologic al României

de Nalbant (fundul Văii Lupului și Văii Bașpunarului), depozitele liasice și chiar calcarele jurasice superioare de la Cîrjelari. Localizarea părții principale a Bazinului Babadag imediat la nord de falie arată o scufundare a compartimentului nordic în timpul Cretacicului superior.

Între Bașpunar și Ciamurlia de Sus se individualizează un anticlinal, deversat spre NE și orientat WNW, cu nucleul constituit din șisturile cristaline mesozonale. Anticlinalul care se urmărește pe o distanță de 18 km suferă o scufundare axială la E de Ciamurlia de Sus, unde se vede clar cum șisturile cristaline intră sub Șisturile verzi (O. MIRĂUȚĂ—E. MIRĂUȚĂ, 1957).

Șisturile verzi prezintă o șistozitate de forfecare, care se poate vedea în multe locuri că este oblică față de stratificație. Astfel, în dealul Ghiun Ghiurmez (sud de Dorobanț) stratele au o direcție nord-vestică cu căderi de 45°—50° spre SW, în timp ce șistozitatea este orientată WNW, fiind aproape verticală; cazuri asemănătoare se întîlnesc și în Formațiunea de Carapelit.

ZONA PALEOZOICĂ

Cretacicul superior din partea vestică a bazinului Babadag acoperă discordant partea meridională a Munților Măcin. Formațiunile paleozoice intră sub depozitele cretacice superioare la Mircea Vodă (fig. 4) și Horia, reapărînd de sub flancul sudic al bazinului la Camena și la Atmagea—Cîrjelari (fig. 1).

Paleozoicul. Cele mai vechi formațiuni din Munții Măcinului sînt șisturile cristaline de facies mesozonal (amfibolite, micașisturi, cuarțite micacee), fiind urmate de o serie cuarțito-filitică, o serie de șisturi argiloase și calcare, succesiunea încheindu-se cu depozitele devoniene inferioare. Peste aceste roci se așează discordant Formațiunea de Carapelit.

Datorită trecerii gradate către rocile cu faună devoniană inferioară din Bujoare, depozitele menționate, cu excepția Formațiunii de Carapelit, au fost atribuite de cercetătorii anteriori, Devonianului. W. PAECKELMANN (1935) a susținut că șisturile cristaline și seria cuarțito-filitică stau peste Devonianul inferior fosilifer, aparținînd astfel Devonianului mediu și superior.

În cercetările noastre am stabilit că Devonianul inferior fosilifer stă peste formațiunile amintite mai sus, care urmează să fie atribuite Silurianului (seria șisturilor argiloase și a calcarelor), Ordovicianului și probabil Cambrianului. Grosimea Paleozoicului inferior din Munții Măcinului este de aproximativ 2500—3000 m. În interpretarea succesiunii depozitelor paleozoice s-a avut în vedere tectonica regiunii care adesea inversează succesiunile, aducînd termeni mai vechi peste cei noi.

Șisturile cristaline de facies mesozonal. Aceste roci sînt reprezentate prin șisturi amfibolice, amfibolite, cuarțite micacee și micașisturi. Apariția lor la Mircea Vodă este legată de nucleul unui anticlinal străpuns de granite gnaisice.

Institutul Geologic al României

Seria cuarțito-filitică. Peste șisturile cristaline mesozonale de la Mircea Vodă, în D. Piatra Cernei apare o alternanță de cuarțite albe și filite. Roci asemănătoare se întîlnesc între Horia, Cloșca și D. Consul, precum și la nord de Camena. Cuarțitele sînt alb-gălbui, sericitice, dispuse în strate de 2—3 m, uneori (D. Piatra Cernei) atingînd 10 m grosime. Filitele sînt cenușii-verzui, satinate, sericito-cloritice. Seria cuarțito-filitică este de vîrstă ordoviciană, eventual și cambriană.

Silurian (Șisturile argiloase și calcarele). Pe versantul vestic al Dealului Piatra Cernei se dezvoltă o serie groasă de 800 m de șisturi argiloase-filitoase cenușii, cenușii-verzui, negricioase, satinate. Frecvent apar cuburi de pirită și intercalații lenticulare, groase de cîțiva metri de diabaze. În partea inferioară a seriei sînt calcare cenușii-negricioase și șisturi grafitoase. Se întîlnesc frecvent intercalații subțiri de 2—3 cm de șisturi calcaroase și calcare brune.

Seria șisturilor argiloase are o cădere de 70° spre E intrînd, în succesiune inversă, sub cuarțitele din creasta D. Piatra Cernei. Această serie apare și la Atmagea. Faciesul rocilor amintește Silurianul din alte regiuni.

La partea superioară a seriei șisturilor argiloase, la sud de Cerna și la Cîrjelari—Ardealu, sînt calcare cenușii și albe, cu resturi de Crinoide, care alternează cu bancuri de cuarțite albe.

Devonianul inferior. Depozitele devonian-inferioare sensu stricto ocupă o suprafață mică la SW de Cerna fiind reprezentate prin gresii cuarțitice și cuarțite cenușii-verzui, șisturi argiloase cenușii, micacee și intercalații subțiri de calcare. În legătură cu granitele alcaline din apropiere (locul Petre Cerdac) rocile sînt adesea cornificate. Din roci similare, în D. Bujorul Bulgăresc și Bujorul Românesc, s-a recoltat de către I. SIMIONESCU și D. CĂDERE (1908) o faună devonian-inferioară: *Chonetes sarcinulata*, *Orthis circularis*, *Spirifer hystericus*, *Orthothetes hypponix* etc.

Formațiunea de Carapelit (1500—2000 m) apare în fundamentul Bazinului Babadag în două sinclinale. Sinclinalul estic trece prin dealul Carapelit, pe la W de Horia și E de Atmagea, iar cel vestic se poate urmări de la Camena prin V. Sacarului pînă la Blasova. Formațiunea de Carapelit are la partea inferioară un orizont de conglomerate, dispus discordant peste formațiunile mai vechi, iar la partea superioară un orizont grezos (grauwacke)-șistos.

Orizontul conglomeratic este alcătuit din alternanțe de conglomerate cenușii-verzui, gresii grosiere feldspatice, tufuri porfirice și arcoze. Grosimea acestui orizont este de 300 m la W de Horia și de 20—25 m pe versantul de E al Dealului Carapelit. Conglomeratele stau chiar în baza formațiunii, deasupra discontinuității; rareori ele apar la un anumit nivel în partea inferioară a formațiunii, avînd caracter de facies. În acest caz partea cu totul inferioară este constituită din gresii șistoase și șisturi grezoase violacee sau verzi, adesea micacee pe fețe. Elementele sînt dispuse destul de haotic și constau din cuarț, feldspați, filite cenușii și verzi sericito-cloritice, cuarțite, porfire, granite etc. Cimentul este grezos și are multe elemente de cuarț și feldspat

Institutul Geologic al României

provenite în mare parte din erodarea unor roci eruptive mai vechi (porfire, granite). În sinclinalul Camena—V. Sacarului conglomeratele au grosimi de cîțiva zeci de metri, fiind urmate de un nivel cu gresii roșii.

Orizontul superior grezo-șistos este constituit dintr-o alternanță de gresii fine (grauwacke) cenușii-violacee și șisturi cenușii. La microscop gresiile prezintă o matrice argiloasă, parțial transformată în sericit și clorit, în care se găsesc granule de cuarț și feldspat. Grosimea stratelor de gresie este de 40—60 cm. În sinclinalul Camena—V. Sacarului partea superioară a Formațiunii de Carapelit este alcătuită numai din șisturi cenușii și verzui, satinate, uneori ușor violacee.

Formațiunea de Carapelit, formată din roci clastice de tip grauwacke, prezintă afinități cu faciesul grezos de Culm (Carbonifer inferior) din Europa centrală, dezvoltat în Sudeți.

Mesozoicul. Depozitele mesozoice mai vechi decît Cretacicul superior formează o zonă sinclinală între zona Șisturilor verzi și zona paleozoică și apar de sub Cretacicul superior la Camena—Baspunar și la Cîrjelari (fig. 1). În cuprinsul acestei zone se întîlnesc calcare triasice medii, Strate de Nalbant, Liasic și calcare jurasice superioare.

Triasicul mediu (400 m) este constituit din calcare cenușii în strate de 5—40 cm dispuse transgresiv peste Paleozoic. Calcarele formează o zonă continuă între Camena și Baspunar și mici iviri la E de Camena precum și pe malul stîng al văii Fîntîna Lupului de la S de Cîrjelari (R. DIMITRESCU, 1954).

Stratele de Nalbant (500 m) stau fie peste calcarele triasice medii fie direct peste formațiunile paleozoice. La Cîrjelari, Stratele de Nalbant apar la Fîntînile Cîrjelarilor și în Valea Cîrjelarilor. În primul punct Stratele de Nalbant stau discordant peste depozitele paleozoice, avînd în bază conglomerate groase de 2—3 m cu elemente de filite și porfire cuarțifere (fig. 4). Urmează gresii gradate, microconglomeratice în bază și apoi fine, în strate de 10—15 cm, în alternanță cu argilite cenușii-negricioase și verzui, uneori micacee, totul avînd un aspect de fliș. În Valea Cîrjelarilor (între Cîrjelari și Ardealu) și în fundul văilor Baspunar și V. Lupului, Stratele de Nalbant au constituția lor obișnuită: ritmuri de gresii și argilite. Gresiile sînt cenușii, cuarțoase, uneori microconglomeratice spre baza ritmului (graded bedding), curbicorticale și cu urme de plante.

Liasicul apare între Baspunar și Camena. El este constituit din gresii cenușii cu urme de plante, microconglomerate și gresii cuarțitice cu *Passalotheutis* și *Entolium*, care stau peste calcarele triasice medii sau direct peste Formațiunea de Carapelit. Aceste roci sînt asemănătoare Stratelor de Nalbant.

Jurasicul superior calcaros apare la zi într-o zonă care începe din fundul văii Fîntîna Lupului și se urmărește spre WNW pînă la Ardealu, cu slabe întreruperi datorite loessului, constituind o serie de creste despădurite, aliniate pe această direcție. Calcarele se așază transgresiv și oblic peste structurile vechi; zona de calcare este însă evident paralelă cu marginea nordică a zonei Șisturilor verzi.

Institutul Geologic al României

Calcarele sînt alb-cenușii, ușor roșietice, compacte, masive, asemănătoare cu faciesul calcarelor de Stramberg. În calcare se întîlnesc resturi organice ca terebratule, corali, pecteni etc. După I. SIMIONESCU (1912) calcarele aparțin Malmului (Kimmeridgian). Sporadic apar intercalații de brecii, microconglomerate și gresii, ultimele fiind asemănătoare gresiilor din Stratele de Nalbant. În brecii se întîlnesc elemente de porfire, gresii triasice superioare, șisturi verzi, filite violacee din Formațiunea de Carapelit.

Rocile eruptive din zona paleozoică. Magmatitele inițiale sînt reprezentate probabil prin unele amfibolite provenite din roci bazice care se găsesc în șisturile cristaline mesozonale de la Mircea Vodă.

Rocile eruptive acide au două vîrste: unele sînt anterioare Formațiunii de Carapelit (granitele gnaisice de la Mircea Vodă), iar altele sînt posterioare (granitele alcaline de la Sacar Bair, Ciucurova, porfirele de la Cîrjelari și Camena).

Granitele gnaisice de la Mircea Vodă se întîlnesc sub formă de injecțiuni în șisturile cristaline mesozonale. Ele sînt șistoase și au biotit și muscovit pe fețele de șistozitate. Formațiunea de Carapelit de la E de granit nu este metamorfozată la contact. Aceste granite au fost puse în loc în cutările caledoniene noi (granite sintectonice) sau hercinice vechi (faza bretonă), odată cu granitele de Hamcearca, care se găsesc remaniate în conglomeratele din baza Formațiunii de Carapelit.

Granitele de Sacar Bair și Ciucurova sînt posterioare Formațiunii de Carapelit pe care o străbat și o metamorfozează la contact. Ele aflorează în D. Sacar Bair și lîngă localitatea G-ral Dragalina, formînd o zonă largă de 1 km. Pe direcție, spre NW și spre SE, granitul este acoperit de depozite cretacice superioare. După ȘT. CANTUNIARI (1937) și R. DIMITRESCU (1954), granitele sînt alcaline cu riebeckit, egirin, hornblendă, prezentînd asemănări cu granitele din Iacobdeal—Piatra Roșie.

Masivul granitic străbate aproape direcțional formațiunile paleozoice pe care le cornifică la contact pe o lățime de 100—300 m. Corneenele rezultate au un aspect rubanat, sînt gălbui-verzui, prezentînd o mare dezvoltare lîngă localitatea G-ral Dragalina, V. Atmagea și V. Sacarului.

Granite de același tip se întîlnesc la locul denumit Petre Cerdac de la SW de Cerna. De asemenea, între Ciucurova și Atmagea, pe V. Dulgherului și pe o vale paralelă situată mai la W, apar granite asemănătoare cu cele din D. Sacar Bair. Ele sînt cunoscute sub denumirea de «granite de Ciucurova» și au fost studiate de D. CĂDERE (1927). Ivirile sînt mici și apar de sub gresiile cenomaniene.

Granitele de Sacar sînt însoțite pe flancul vestic de o zonă de porfire care apare de sub depozitele cretacice superioare la Cîrjelari și între Baspunar și Camena.

Porfirele de la Cîrjelari aparțin, după R. DIMITRESCU (1954), aceluiași corp eruptiv ca și granitele de Sacar, fiind consolidate însă mai spre suprafață. Zona de porfire este orientată NW ca și granitele și are o lățime de 3—4 km. În partea de SW a zonei predomină porfire cuarțifere cenușii-violacee, cu fenocristale de cuarț

Institutul Geologic al României

și feldspat, iar în partea de NE sînt porfire felsice cenușii și verzui. După cum s-a arătat, porfirele de Cîrjelari se găsesc remaniate în Stratele de Nalbant.

Porfirele de la Camena reprezintă o continuare spre SE a porfirelor de la Cîrjelari, pe sub cuvertura cretacică superioară. După D. CĂDERE (1921—1924) rocile constitutive ale masivului eruptiv sînt: microgranite, aplite, granofire, felsofire și vitrofire. Porfirele străbat Formațiunea de Carapelit și probabil și calcarele triasice medii, fiind însă remaniate în conglomeratele liasice.

Porfirele din D. Babair (W de satul Horia). În D. Babair și mai spre SW, în Formațiunea de Carapelit se întîlnesc uneori porfire cuarțifere cenușii-violacee și roci tufogene.

Tectonica zonei paleozoice din fundamentul Bazinului Babadag. Formațiunile paleozoice și triasice din fundamentul Bazinului Babadag prezintă cute strînse, orientate NW și redresate la verticală. Se individualizează două zone anticlinale cu Paleozoic inferior și două zone sinclinale cu Formațiunea de Carapelit (fig. 3).

Sinclinalul cel mai vestic, reprezentat numai prin flancul său normal, se urmărește din Blasova prin localitatea G-ral Dragalina, V. Sacarului, reapărînd apoi la Camena de sub Cretacicul superior. Flancul sinclinalului este străbătut de masivul eruptiv granitic și porfiric (granitele de Iacobdeal și Sacar Bair). Peste Formațiunea de Carapelit din sinclinal se dispun, fără discordanță unghiulară, depozite triasice și jurasice superioare. Ar fi posibil ca acest sinclinal cu Formațiunea de Carapelit și umplutura de depozite triasice să se situieze puțin oblic peste structurile Paleozoicului inferior, ținînd seama că au existat cutări anterioare Carboniferului inferior.

La E de acest sinclinal urmează o zonă anticlinală în regiunea dintre Piatra Cernei și Mircea Vodă (anticlinalul Megina—Mircea Vodă), zonă care se continuă spre SE pe sub cuvertura cretacică superioară și reapare la Atmagea și, probabil, la N de Camena. Între Piatra Cernei și Mircea Vodă formațiunile din flancul anticlinalului apar în succesiunea inversă. Această răsturnare a flancului s-ar putea pune pe seama străpungerii de către granite (granitele de Ac Punar) în zona axială a anticlinalului. La E, acest anticlinal ia contact tectonic cu un mare sinclinal umplut cu Formațiunea de Carapelit (sinclinalul central de Carapelit). Sinclinalul se urmărește din D. Carapelit pînă la E de satul Atmagea, unde este acoperit de depozite cretacice superioare.

Depozitele paleozoice inferioare de la E de Horia aparțin unei zone anticlinale (anticlinalul Taiței), ultima din zona paleozoică. Mai la E urmează zona triasică, între cele două zone situîndu-se falia Luncavița—Consul (M. Savul, 1931—1932), care are, ca și falia Peceneaga—Camena, caracterul unei fracturi de adîncime (fig. 3).

Structurile descrise reprezintă rezultatul însumării mai multor mișcări tectonice. Primele mișcări au avut loc înainte de depunerea Formațiunii de Carapelit, în orogeneza caledoniană nouă sau hercinică veche (faza bretonă). Aceste mișcări au fost însoțite de intruziuni de granite și de metamorfismul rocilor din geosinclinal. După

Institutul Geologic al României

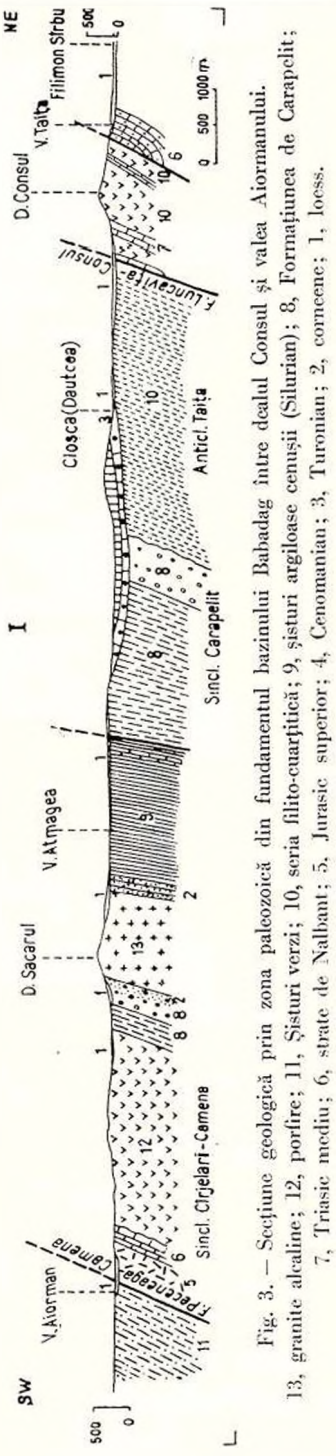


Fig. 3. — Secțiune geologică prin zona paleozoică din fundamentul bazinului Babadag între dealul Consul și valea Aiormanului. 13, granite alcaline; 12, porfire; 11, Șisturi verzi; 10, seria filito-cuarțitică; 9, șisturi argiloase cenușii (Silurian); 8, Formațiunea de Carapelit; 7, Triasic mediu; 6, strate de Nalbant; 5, Jurasic superior; 4, Cenomanian; 3, Turonian; 2, comcene; 1, loess.

depunerea Formațiunii de Carapelit, probabil în faza sudetă, au avut loc alte mișcări de cutare, iar după Triasic, în orogeneza chimerică veche, se desăvîrșește structura fundamentului. După aceste mișcări fundamentul se consolidează și se trece la un regim de platformă. Zona paleozoică a Măcinului, fiind mărginită în ambele părți de zone cu depozite mesozoice inferioare, se individualizează ca un anticlinorium complicat cu falii.

Tectonica zonei mesozoice Cîrjelari—Camena. Între zona Șisturilor verzi și zona paleozoică se interpune o fîșie îngustă de 1—2 km cu depozite mesozoice inferioare (fig. 1). În mare parte aceste depozite alcătuiesc umplutura sinclinalului cu Formațiunea de Carapelit din regiunea Sacar Dere—Camena. Sinclinalul mesozoic este încălecat de Șisturile verzi în lungul faliei Peceneaga—Camena. La Cîrjelari sinclinalul se complică prin apariția unui solz sau chiar doi solzi pe flancul vestic la care participă Stratele de Nalbant și depozitele paleozoice inferioare. Astfel, Stratele de Nalbant de la Fîntînile Cîrjelarilor sînt încălecate de cuarțitele și calcarele paleozoice inferioare din dealul Babi Ilenii (fig. 4). Calcarele cristaline din D. Sfînta (versantul estic) încalecă spre E peste Stratele de Nalbant din Valea Cîrjelarilor.

În regiunea Cîrjelari și Hasînlar apar și calcare masive jurasice superioare. Intercalațiile rare conglomeratice și grezoase indică o direcție WNW și căderi de 50—60° spre SW, arătînd o reluare a faliei Peceneaga—Camena în cutările chimerice noi. În solzul de pe versantul de NE al dealului Sfînta, peste Stratele de Nalbant și, tectonic, sub calcarele cristaline paleozoice, se găsește o mică lentilă de calcare jurasice. Structurile chimerice vechi de aici au fost reluate în cutările chimerice noi. Prezența numai la Cîrjelari a solzilor cu Paleozoic inferior din flancul vestic al sinclinalului Cîrjelari — Camena arată o încălecare oblică a Șisturilor verzi peste structurile Dobrogei de Nord.

Institutul Geologic al României

ZONA TRIASICĂ

Stratigrafia zonei triasice. Partea nord-estică a Bazinului Babadag are în fundament depozite triasice care apar de sub flancul nordic al bazinului începînd de la D. Consul spre E pînă la capul Iancila (lacul Razelm). În această lucrare ne referim numai la marginea sudică a zonei triasice, adică la regiunea de la S de V. Taiţa şi lacul Babadag.

Fundamentul este constituit din depozite paleozoice inferioare, străbătute în unele locuri de granite şi porfire. În regiunea studiată apar porfire paleozoice lîngă satul Mihai Bravu.

Depozitele triasice încep cu o serie clastică, grosieră în bază (Werfenian), se continuă cu calcare triasice medii şi se încheie cu depozite clastice (Triasic superior—Liasic).

Triasicul inferior (Werfenianul) apare la N. Bălcescu—Mihai Bravu şi la E de Enisala. Litologic, Werfenianul este reprezentat prin brecii, conglomerate, arcoze, gresii roşii, şisturi roşii şi verzi, formînd ritmuri de 0,4—1 m; către partea superioară, apar şi intercalaţii subţiri de calcare cenuşii (N. Bălcescu). Materialul remaniat variază după natura fundamentului apropiat. Astfel la N. Bălcescu predomină cuarţul, cuarţitele, filitele şi blocurile de porfire roşii-violacee cu fenocristale de cuarţ şi feldspat. La Mihai Bravu se întîlnesc multe porfire, iar în regiunea Capul Iancila (Enisala) elementele provin aproape exclusiv din dezagregarea unui granit pegmatitic cu mult feldspat şi biotit, de tipul celui care aflorează la E de Congaz şi M. Kogălniceanu. Faptul că elementele sînt slab rulate şi au o sortare slabă arată un transport redus şi o acoperire rapidă. În plus caracterul depozitelor (brecii, arcoze), ca şi culoarea lor, indică pentru partea inferioară o origine continentală şi eventual o redistribuire ulterioară a materialului în zona litorală. Prin poziţia lor stratigrafică sub calcarele roşii anisiene şi din compararea litologică cu Werfenianul fosilifer de la Tulcea, reiese că aceste depozite trebuiesc atribuite Werfenianului.

Triasicul mediu (Anisian—Ladinian) este calcaros şi urmează în continuitate de sedimentare peste Werfenian. În zona paleozoică, după cum s-a mai spus, calcarele triasice medii transgredează direct peste Paleozoic fără intermediul unor conglomerate bazale. Acest fapt se observă şi în zona triasică, în anumite zone anticlinale care au funcţionat ca zone de ridicare în timpul sedimentării. Astfel, în Taş Bair (Congaz) şi în Cazalgic Bair (M. Kogălniceanu) Anisianul transgredează peste granite roşii paleozoice, iar în dealul Uzum Bair este transgresiv şi Ladinianul, avînd conglomerate bazale. La partea inferioară a calcarelor triasice medii se pot distinge calcare roşietice masive sau calcare albe recristalizate de vîrstă anisiană. Acestea se întîlnesc la Bălcescu în dealul Sepelgea, D. Ascuţit (fig. 10), apoi la E de Enisala. Vîrsta anisiană a fost arătată de V. Anastasiu (1898), Redlich şi Kittl (1908). Redlich citează de la N. Bălcescu o faună compusă din: *Sturia samsonovii* Mojs., *Monophyl-*

Institutul Geologic al României

lites sferophyllus HAUER, *Gymnites* cf. *incultus* BEYR., *Procladiscites griesbachi* MOJS., *Orthoceras* sp.

În continuitate de sedimentare peste calcarele roșii urmează calcare cenușii, adeseori masive, recifale, avînd uneori intercalații de calcare stratificate și șisturi calcaroase cenușii-verzui (Ladinian). Aceste calcare se întîlnesc între localitățile N. Bălcescu și Mihai Bravu și la Enisala în dealul cetății Heraclea.

Calcarele cenușii masive sînt de tipul celor din insula Popina (faciesul de St. Cassian), avînd pe alocuri, ca și acestea, numeroși corali (Enisala). Uneori însă calcarele cenușii cu nuanțe puțin roșietice încep chiar din baza Triasicului mediu.

Ladinianul din D. Consul, D. Fetei—Iulia etc., are numai calcare cenușii în strate de 2—6 cm sau mai groase. Către partea superioară a calcarelor triasice medii, în zona de trecere spre gresiile triasice superioare, se găsesc intercalații de diabaze.

Grosimea Triasicului mediu este 400—500 m.

Triasicul superior și Liasicul. Denumirea de Strate de Nalbant (după denumirea veche Strate de Lunz) introdusă de G. MACOVEI și I. ATANASIU (1940) se referă la depozitele grezoase, microconglomeratice și argilitice care stau în continuitate de sedimentare peste calcare triasice medii, fiind atribuite Triasicului superior. Aceiași vîrstă le este dată de K. PETERS (1863), REDLICH, KITTL (1908) și I. SIMIONESCU (1927). În argilele șistoase din V. Cilicului, R. PASCU a găsit Daonelle care justifică vîrsta triasică.

Din punct de vedere litologic, Stratele de Nalbant sînt constituite din ritmuri (secvențe) cu 2—3 termeni, care au o grosime de 20 cm—2 m. Partea grosieră a ritmului constă din gresii cuarțoase, albe, cenușii sau cenușii-albăstrui, dure, uneori microconglomeratice, cu treceri la gresii brune în plăci și cu hieroglife. Gresiile au grosimi de 30 cm—1,5 m. Varietățile clastice fine, în general subordonate celor psamitice, sînt reprezentate prin argilite cenușii, negricioase sau verzui, mai grezoase spre baza stratului; grosimea stratelor de argilite este de 10—30 cm.

În varietățile microconglomeratice de la N. Bălcescu, D. Ascuțit și de la E de Mihai Bravu și Babadag sînt remaniate pe lîngă cuarț, cuarțite negre etc., și calcare cenușii, probabil triasice medii, fapt ce poate fi explicat prin existența unor zone de ridicare în bazinul de sedimentare.

K. PETERS (1862) și G. MURGOCI (1914) considerau gresiile din Denis Tepe ca fiind de vîrstă liasică. G. MACOVEI a demonstrat existența Liasicului la Poșta și Dunavăț pe baza formei *Tropidoceras masseanum*. Depozitele liasice fosilifere de la Poșta sînt însă asemănătoare cu cele din regiunea Babadag—Denis Tepe și de la Consul, rezultînd astfel o vîrstă liasică pentru partea superioară a Stratelor de Nalbant. Continuitatea de sedimentare cu calcarele triasice medii, care se observă în unele locuri din W (Filimon Sîrbu) indică și prezența Triasicului superior, fiind vorba de o trecere gradată de la Triasic la Liasic, ca și în Crimeea. În unele locuri

Institutul Geologic al României

însă se observă că Stratele de Nalbant, ca și Liasicul fosilifer, stau transgresiv peste depozite mai vechi, așa cum este cazul la Cîrjelari (fig. 4).

Sedimentarea în zona triasică se încheie cu Liasicul. În depresiunea predobrogeană se constată un profil complet al depozitelor jurasice (Avanesian, 1954), fapt ce indică o migrație spre N a zonei de sedimentare din Dobrogea de N, migrație care a început încă din Paleozoic.

Rocile eruptive din zona triasică. Porfirele de la Mihai Bravu, după cum s-a spus au vîrstă paleozoică. Ele se aseamănă cu elementele de porfire remaniate în conglomeratele din baza Triasicului de la Mihai Bravu și N. Bălcescu. Porfirele cuarțifere de la Ceatal—Consul sînt asociate cu calcarele triasice medii. Datorită faptului că aceste porfire nu străbat Stratele de Nalbant, se consideră că ele au o vîrstă triasică medie, sincronă cu diabazele (M. SAVUL, 1935). Porfirele din D. Consul sînt cenușii și verzui, cu sau fără fenocristale de cuarț și feldspat.

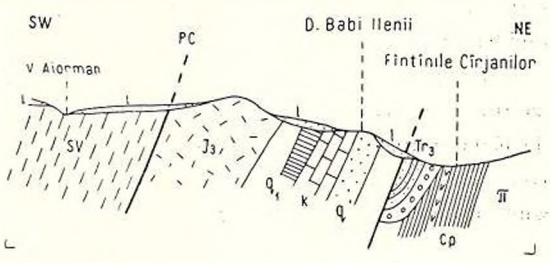


Fig. 4. — Secțiune geologică la Cîrjelari.
SV, Șisturi verzi q, cuarțite albe; k, calcare cristaline albe și cenușii (q+k = Silurian); q_1, șisturi și cuarțite cenușii (Devonian); Cp, șisturi verzui-violacee (Formațiunea de Carapelit); T_3, strate de Nalbant; J_3, calcare jurasice superioare; π, porfire; l, depozite loessoide; PC, falia Peceneaga—Camena.

Diabazele formează intercalații concordante, groase de cîțiva zeci de metri, la partea superioară a calcarelor triasice. Ele au fost întîlnite aproape constant la Enisala, Babadag, SE Mihai Bravu, N. Bălcescu. În diabaze se întîlnesc lentile de calcare cenușii-roșietice, ceeace indică o sedimentare sincronă a calcarelor cu efuziunile de diabaze (M. SAVUL). Diabazele au culoare neagră-verzuie și prezintă separațiuni sferoidale.

Tectonica zonei triasice. Depozitele triasice stau discordant peste depozitele Paleozoice intens cutate. Triasicul și Liasicul din Dobrogea a fost cutat în timpul orogenezei chimerice vechi. Aceste mișcări au afectat de asemenea și zona paleozoică și partea de N a zonei Șisturilor verzi (linia Peceneaga—Camena). Zona triasică este încălecată de către zona paleozoică (linia Luncavița—Consul). După cutările chimerice, Dobrogea de N a fost exondată și a constituit o regiune ridicată, acoperită numai de transgresiunea jurasică superioară și cretacică superioară (shelf stabil).

Depozitele triasice au în partea de W, o structură în solzi deversați spre NE, iar în E prezintă anticlinale largi cu flancurile înclinate de cca 15—45°. Un prim solz se urmărește în regiunea cercetată între D. Consul și N. Bălcescu. În constituția lui intră depozite triasice inferioare și medii, străbătute de porfirele de la D. Consul (fig. 3). Către W, solzul se mărginește tectonic cu cuarțitele și filitele de la E de Horia.

Institutul Geologic al României

Planul de încălecare față de solzul următor are o înclinare de 45°—70° (versantul de E al dealului Consul), iar spre S se redresează. La SE de N. Bălcescu solzul este acoperit de depozitele cretacice superioare. Al doilea solz cuprinde Stratele de Nalbant din versantul drept al Taiței—D. Consul și calcarele triasice medii din D. Sepelgea și D. Ascuțit. La S de N. Bălcescu el este acoperit de Cretacic superior și reapare la Mihai Bravu unde apare un anticlinal cu porfire paleozoice în nucleu. Linia de încălecare față de structura următoare este vizibilă la N. Bălcescu, în D. Ascuțit, unde calcarele anisiene stau peste Stratele de Nalbant după un plan de încălecare înclinat cu 50°—70° spre SW (fig. 10).

Stratele de Nalbant de la Babadag (fig. 9) apar într-o zonă sinclinală, care se continuă probabil în Denis Tepe. Werfenianul și calcarele triasice medii de la E de Enisala apar într-o zonă anticlinală care se continuă spre NW în regiunea dealurilor Orta Bair și Uzum Bair. Nucleul acestei structuri este constituit din filite paleozoice inferioare și granite roșii.

CRETACICUL SUPERIOR

Istoricul cercetărilor geologice. Date asupra Cretacicului superior din Bazinul Babadag se întîlnesc în lucrările lui K. PETERS, V. ANASTASIU, R. PASCU, KITTL, I. SIMIONESCU, G. MACOVEI, G. MURGEANU și M. SAVUL, precum și în lucrările de petrografie asupra Paleozoicului și rocilor eruptive din Dobrogea de N ale lui G. MURGOCI, ȘT. CANTUNIARI, D. ROTMAN.

K. PETERS (1863), referindu-se la Cretacicul superior din Bazinul Babadag, deosebește la partea inferioară calcare în plăci cu Crinoide și la partea superioară calcare gălbui cu silex. În stratele din bază el găsește Ostreide și Terebratule, iar în stratele superioare, Inocerami. El compară aceste depozite cu Cretacicul superior din Boemia și Saxonia (Plăner). F. TOULA (1893) identifică în zona Babadag marne cu Inocerami și gresii marnoase. V. ANASTASIU (1898 a) citează o faună cenomaniană la Caugagia: *Nautilus* cf. *elegans* SOW., *Exogyra columba* LAM. var. *minor*, *Pecten* sp., *Cyclolites* sp., iar în alte părți ale bazinului citează Inocerami, Terebratule și Ammoniți. O altă lucrare a lui este însoțită și de o hartă (1898 b).

REDLICH, KITTL și R. PASCU (1904) aduc cîteva date noi paleontologice. Pe harta lui PASCU, Cretacicul superior este mult mai complet reprezentat decît pe harta lui V. ANASTASIU.

În anul 1906, G. MACOVEI determină forma *Pachydiscus* cf. *levyi* din Bazinul Babadag, caracteristică pentru Senonian. Observațiuni sumare asupra Cretacicului superior face și KITTL (1908) în regiunea N. Bălcescu și Jurilofca. El descrie calcare roșietice cu Crinoide, calcare cu Janeira, calcare cretoase gălbui, cu următoarea faună: *Janeira quinquecosta* SOW., *Lima* sp., *Pecten* cf. *elongatus* LAM., *Exogyra lateralis* NILS., *Pleurotomaria* sp.

Institutul Geologic al României

În 1910, I. SIMIONESCU publică o notă asupra Cretacicului superior de la N. Bălcescu însoțită și de o schiță geologică. Aici el găsește o faună compusă din: *Oxyrhina* sp., *Pecten* sp., *Ostrea (Exogyra) lateralis* NILS., *Ostrea* cf. *hippopodium* NILS., *Radiolites* cf. *saxonicus* ROEM., *Terebratula* sp., *Rhynchonella paucicosta* ROEM., *Rhynchonella* aff. *compresa* ROEM., *Orbitolina* sp.

Fauna nefiind caracteristică, el indică pentru aceste strate o vîrstă cretacică superioară, probabil cenomaniană.

Mai tîrziu (1913—1914) I. SIMIONESCU face o primă orizontare a Cretacicului superior în două serii: Seria de Iancila și Seria de Dolojman. Prima serie o consideră cenomaniană pe baza formelor: *Hippurites* cf. *saxonicus* ROEM., *Belemnites minimus* LIST., *Alectryonia carrinata* LAM.

Seria de Dolojman o atribuie Turonian—Senonianului pe baza unei faune de Inocerami, Ammoniți (Pachydiscus cf. levy) etc. În 1934, G. MACOVEI descrie fauna seriei de Dolojman, citînd numeroase specii de Ammoniți, Echinide și Inocerami găsiți la Caugagia: *Micraster* cf. *cortestudinarium* GOLDF., *Inoceramus lamarcki* PARK., *Gaudriceras mite* HAUER, *Pachydiscus* sp., *Kosmaticeras brandti* REDTEN, *Barroisiceras haberfelneri* HAUER, *Scaphites* sp.

Aceste forme permit autorului să atribuie stratelor o vîrstă coniaciană. De asemenea G. MACOVEI admite existența Turonianului în Bazinul Babadag pe baza continuității de sedimentare dintre Cenomanian și Coniacian. Sedimentarea pare a se încheia cu Santonianul. Unele date privind zone locale din bazin se întîlnesc în studiile petrografice asupra rocilor eruptive ale lui G. MURGOCI (1914), ȘT. CANTUNIARI (1913), D. ROTMAN (1917), D. CĂDERE (1924), R. DIMITRESCU (1954). În 1935, M. SAVUL și G. MURGEANU s-au ocupat cu studiul petrografic al unor calcare cenomaniene de la Babadag ajungînd la concluzia că în constituția calcarelor intră Echinoderme, Bryozoare și *Lithophyllum*. În fine, o sinteză asupra stratigrafiei și tectonicii Bazinului Babadag a fost făcută în 1940 de I. ATANASIU care ajunge la concluzia că Cretacicul se dezvoltă în facies de Gosau.

STRATIGRAFIA ȘI LITOLOGIA CRETACICULUI SUPERIOR

Cretacicul superior din Bazinul Babadag este constituit din depozite de facies epicontinental cu o grosime de cca 250—300 m. Stratigrafic, depozitele corespund Cenomanianului, Turonianului și Senonianului inferior (fig. 7).

Cenomanianul. Cenomanianul din Bazinul Babadag a fost menționat de V. ANASTASIU (1898), I. SIMIONESCU (1910; 1914) și G. MACOVEI (1934). Seria de Iancila descrisă de I. SIMIONESCU corespunde Cenomanianului.

Depozitele cenomaniene se așază discordant peste formațiunile mai vechi intens cutate (Șisturi verzi, Paleozoic și Mesozoic inferior) (fig. 5). Ele suportă în mod concordant și cu treceri gradate depozitele turoniene. În unele zone marginale

Institutul Geologic al României

ale bazinului, Cenomanianul este depășit de transgresiunea Turonianului sau chiar a Senonianului.

Litologic, rocile cenomaniene sînt constituite predominant din material calcaros la care se adaugă material clastic și resturi organice. Constituția materialului clastic variază în diverse locuri după natura fundamentului. Sînt remaniate în Cenomanian, Șisturile verzi, diferite filite, cuarțite, granite, porfire, gresii și calcare triasice etc. Granulele de cuarț predomină față de restul materialului terigen, fapt ce indică formarea depozitelor pe o platformă continentală stabilă. Resturile organice sînt constituite din plăci și radiole de Echinide și din Crinoide (de aici provine vechea denumire de « calcare cu Crinoide » atribuită mai înainte rocilor cenomaniene din Bazinul Babadag), Bryozoare, fragmente de Alge *(Lithophyllum)*, Textularide, Globigerine, spiculi de Spongieri etc. Glauconitul apare în zonele marginale unde cantitatea lui mare dă o culoare verzuie rocilor. Unele calcare conțin silexuri de diferite mărimi (frecvent de 5—15 cm); ele prezintă o aureolă de calcare silicifiate care face trecerea la roca calcaroasă. Acest caracter îl au toate rocile Cretaciculuі superior din bazin.

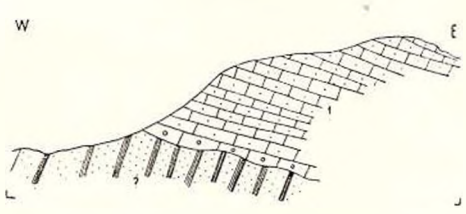


Fig. 5. — Discordanța dintre Cenomanian și depozitele triasice superioare-liasice la Babadag 1, Cenomanian; 2, Triasic superior-Liasic (gresii cuarțo-feldspatice și argilite).

Materialul calcaros, clastic (de diferite dimensiuni) și organogen este îmbinat în proporții variabile rezultînd astfel mai multe tipuri de roci: calcare conglomeratice, calcare grezoase, gresii calcaroase, conglomerate, marnocalcare și lumașele.

Calcarele grezoase au o culoare alb-cenușie, sînt dure și prezintă concrețiuni tubulare. Sub microscop roca apare constituită dintr-o masă de bază calcaroasă la care se adaogă granule de cuarț (15—25%), glauconit (3—8%) și resturile organice menționate. Calcarele sînt alb-gălbui, dure, macrogranulare, de obicei recristalizate, cu cca 3—5% adaos clastic (cuarț).

Dezvoltarea tipică a Cenomanianului o întîlnim în flancul nordic al bazinului. Aici partea inferioară a Cenomanianului este formată din gresii calcaroase, calcare grezoase și calcare conglomeratice, de culoare albă pînă la alb-cenușie și verzuie. Stratele au grosimi de 5—15 cm, rareori mai mult. Stratificația este oblică și paralelă; sortarea materialului clastic este slabă.

Partea superioară a Cenomanianului este constituită dintr-un complex de marne calcaroase cenușii, cu intercalații de calcare grezoase cenușii, dispuse în strate de 5—25 cm, uneori lenticulare. Aceste roci apar în partea de W a orașului Babadag, la Izvoarele și la vest de Ciucurova. La Enisala și în alte locuri lipsesc marnele calcaroase, fiind înlocuite prin gresii calcaroase, uneori microconglomeratice. Astfel

Institutul Geologic al României

marnele calcaroase reprezintă un facies mai de larg, în timp ce varietățile mai grosiere corespund zonelor marginale.

Fauna din Cenomanian. În depozitele descrise s-au întîlnit numeroase resturi de Ostreide, Pecteni, Crinoide, Terebratule etc. Dintre formele mai bine conservate menționăm:

Neohibolites cf. *ultimus* D'ORB.
Inoceramus crippsi MANTELL
Lopha carrinata LAM.
Oxyrhina angustidens REUSS
Epiaster sp.
Holaster sp.
Craticularia sp.
Inoceramus virgatus SCHLÜTH.

Neohibolites cf. *ultimus* (Pl. I, fig. 6) este caracteristic Cenomanianului inferior (zona cu *N. ultimus* după MÜLLER și SCHENK, HEINTZ). El a fost găsit la Enisala, la N de Babadag și la Mircea Vodă.

Inoceramus crippsi caracterizează întreg Cenomanianul, exceptînd partea lui cu totul superioară (BÖHM 1909; HEINTZ 1928). El provine din V. Jidinilor, de la S de N. Bălcescu, de la cișmeaua din Iaila și de la Babadag. Ambele forme se întîlnesc și în Cenomanianul din Dobrogea de Sud (M. CHIRIAC, 1956).

Inoceramus virgatus (Pl. I, fig. 4), indică, după HEINTZ (1928 a), partea superioară a Cenomanianului. El provine din baza calcarelor gălbui care mai sus conțin faună turonian inferioară. Astfel, limita paleontologică dintre etajele Cenomanian și Turonian nu corespunde cu limita litologică trecută pe hartă, ci este ceva mai sus.

I. SIMIONESCU (1914) citează în plus următoarele forme: *Hippurites* cf. *saxonicus* ROEM., *Neohibolites minimus* LIST., *Exogyra lateralis* NILS., *Ostria* cf. *hippopodium* NILS. și *Rhynchonella paucicosta* ROEM. Forma *Neohibolites minimus* pune problema existenței Vraconianului.

Răspîndirea depozitelor cenomaniene. Depozitele cenomaniene ocupă zonele marginale ale bazinului, mai ales în flancul nordic. În flancul sudic ele sînt mult depășite de termenii superiori. În flancul nordic ivirile de Cenomanian încep de la Capul Iancila (L. Razelm) și se continuă spre vest printre Enisala și Visterna, Babadag (fig. 5), Mihai Bravu. Între Turda și Cloșca, Cenomanianul este depășit de Turonian și Senonian. În regiunea Cloșca, Horia, Atmagea, Ciucurova, depozitele cenomaniene, deși larg dezvoltate, sînt discontinui, datorită unei îngustări a bazinului cauzată de un promontoriu de fundament. Acesta determină o ridicare în depozitele cretacice superioare. În partea de W a bazinului, Cenomanianul se întîlnește numai pe bordura lui nordică între Izvoarele, Mircea Vodă și la S de Cerna (fig. 6) formînd o fîșie întreruptă de loess.

Institutul Geologic al României

În concluzie, Cenomanianul din Bazinul Babadag este reprezentat prin depozite calcaroase care conțin proporții variabile de material clastic, grosier sau fin. Grosimea depozitelor este de 80—100 m, însă în unele zone marginale este mai mică. Ele reprezintă depozite epicontinentale, neritice sau neritico-litorale. Zonele fosilifere se află la marginea actuală a bazinului, dar resturile organice de aici sînt forme de facies (Ostreide). Majoritatea lor apare sub formă de fragmente din cauza condițiilor improprii de conservare pe care le oferă regiunile marginale. Bazinul de sedimentare avea o formă neregulată în care anumite porțiuni sufereau o continuă subsidență, compensată de acumulări de depozite. Fauna indică Cenomanianul inferior și superior.

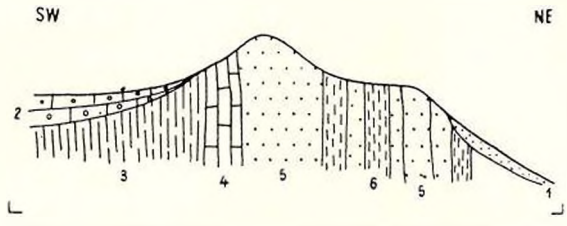


Fig. 6. — Secțiune geologică prin capătul de S al dealului Piatra Cernei.
1, depozite loessoide; 2, Cenomanian; 3, șisturi argiloase și filite cenușii; 4, calcare cenușii-negricioase; 5, cuarțite; 6, filite sericitice; (3—6, Paleozoic inferior).

Faciesul litoral al Cenomanianului din flancul sudic. La marginea flancului sudic al Bazinului Babadag se întîlnesc conglomerate și lumașele în grosime de cîțiva metri pînă la peste 25 m. Elementele conglomeratelor au dimensiuni variabile, atingînd uneori și 10 cm diametru. Ele sînt rulate și formate din cuarț, Șisturi verzi porfire etc. Cimentul este grezo-calcaros; adeseori însă rocile nu sînt cimentate.

Calcarele conglomeratice cu Exogyre au o culoare alb-gălbuie, uneori verzuie, datorită glauconitului. Fauna întîlnită în D. Movila Hamangia și în dealurile dintre Baia și Camena este următoarea:

Exogyra haliotidea SOW.
Exogyra digitata (SOW.)
Pecten (Neithea) aequicostatus LAMK.
Pleurotomaria sp.
Serpula socialis GOLDF.
Serpula cf. *gordialis* SCHLOTH.
Neohibolites sp.

După cum am mai arătat (O. și E. MIRĂUȚĂ, 1957) această faună nu este concludentă pentru precizarea unui etaj, fiind vorba de forme de facies care se întîlnesc în tot Cretacicul superior din regiunile clasice. Astfel, *Exogyra haliotidea* (Pl. I, fig. 1, 2, 3) este citată de WOODS (1904—1913) și JOURDY (1924) în Cenomanian și în Senonianul inferior din Germania. *Exogyra digitata* este descrisă de WOODS în Cenomanian. *Exogyra columba* găsită de G. MACOVEI în această regiune a fost citată de ANDERT (1934) în Cenomanian și în întreg Turonianul.

Institutul Geologic al României

Abundența Exogyrelor care dau naștere la lumașele, împreună cu caracterul grosier al materialului clastic, arată că aceste depozite sînt tipic litorale. De aceea trebuie să ne așteptăm ca ele să se schimbe facial spre interiorul bazinului.

G. MACOVEI (1934) a considerat aceste roci drept cenomaniene. Probabil că unele conglomerate și calcare cu Exogyre sînt cenomaniene deoarece stau sub gresiile calcaroase turoniene, între Camena și Ciamurlia de Sus. La nord de Camena însă, conglomeratele sînt turoniene, în timp ce în faleza lacului Sinoe și Zmeica marno-calcarele senoniene stau direct pe Șisturile verzi avînd în bază conglomerate. Se pune astfel problema unor vîrste diferite, conglomeratele fiind legate de transgresiunea diverșilor termeni ai Cretacicului superior.

Turonianul. I. SIMIONESCU (1914, 1927) și G. MACOVEI (1934) au admis că seria de Dolojman cuprinde Turonianul și Senonianul inferior, deși nu cunoșteau în această serie o faună turoniană.

În cercetările noastre am separat la partea inferioară a seriei de Dalojman două orizonturi, unul de calcare gălbui și altul de calcare albe cu o bogată faună turoniană.

Depozitele turoniene urmează în continuitate de sedimentare peste cele cenomaniene și sînt reprezentate prin două complexe litologice: un complex inferior constituit din calcare grezoase, gălbui, și altul superior format din calcare grezoase albe (fig. 7). Complexul inferior aparține Turonianului inferior; complexul superior revine Turonianului mediu și superior;

Turonianul inferior (60—100 m) este constituit din alternanțe de calcare grezoase gălbui, puțin friabile, uneori mai dure, calcare fine, rubanate și marne grezoase gălbui sau cenușii, rubanate. Stratificația este paralelă și foarte netă. Grosimea ritmului este de 1,5 m; bancurile grezoase au 1—1,2 m, iar intercalațiile fine, 5—20 cm grosime. Trecerea între roci este gradată, astfel încît se poate vorbi de ritmuri continui (RUHIN 1953) sau alternanțe, în sensul dat de LOMBARD (1956). Rubanarea și ritmurile continui indică o sedimentare liniștită, mai depărtată de regiunile litorale. Spre partea superioară a complexului bancurile de calcare grezoase prezintă lentile de calcare mai compacte, silicioase, și chiar silexuri.

Calcarele grezoase gălbui conțin granule de cuarț în proporție de cca 25—50%, echigranular, colțuros, calcit și resturi organice, între care predomină Globigerinele și spiculii de Spongieri. Uneori calcarele devin microconglomeratice sau chiar conglomeratice, prezentînd asemănări cu cele cenomaniene.

Formele găsite indică o vîrstă turonian-inferioară:

Inoceramus labiatus SCHLOTH.
Inoceramus hercynicus PETR.
Sequoia sp.

Inoceramus labiatus (Pl. II, fig. 1; Pl. III, fig. 2; Pl. V, fig. 1) a fost găsit lîngă satul 6 Martie (Movila Drăgaica), la Capul Dolojman, Visterna, Codru, Slava

Institutul Geologic al României

Cercheză, la nord de Ciucurova etc. Această formă caracterizează Turonianul inferior (zona cu *I. labiatus*) din Bazinul Parisului, Saxonia, Boemia, Polonia (HEINTZ 1928 a și b; ANDERT 1934).

Inoceramus hercynicus (pl. IV, fig. 3) provine din cariera Codru (S. Babadag) și este caracteristic tot pentru Turonianul inferior (PETRASCHECK 1903; ANDERT 1934).

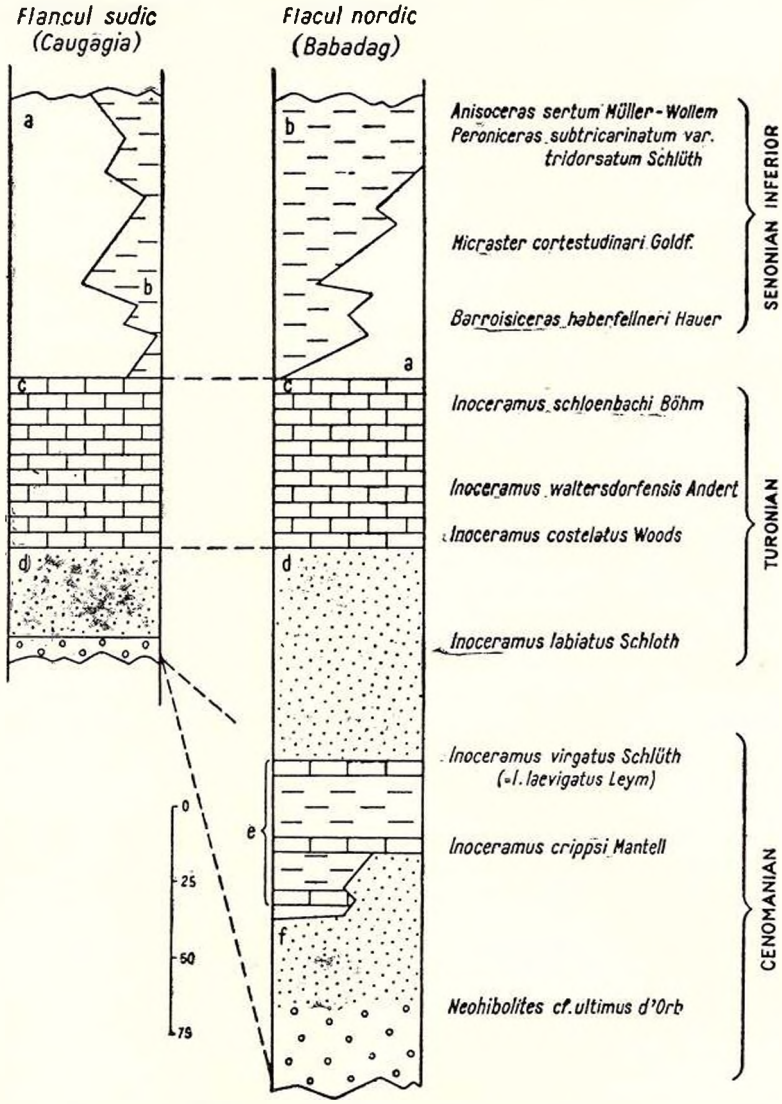


Fig. 7. — Coloane stratigrafice în bazinul Babadag (sinclinalul Caugagia-Jurilofca).
a, calcare grezoase albe și gălbui; b, marno-calcare albe; c, calcare grezoase albe; d, calcare grezoase gălbui, friabile; e, marno-calcare și calcare cenușii; f, calcare grezoase și conglomeratice.

Institutul Geologic al României

Turonianul mediu şi superior (60—70 m) este format din calcare grezoase albe, compacte, dispuse în strate de 5—10 cm, avînd uneori şi intercalaţii de marne calcaroase gălbui. Calcarele albe au adesea lentile de silex, precum şi concreţiuni grezoase de diferite forme. În zonele marginale, unde transgredează peste fundament, calcarele devin microconglomeratice-glauconitice.

Calcarele albe sînt constituite dintr-o masă de bază calcaroasă (cca 30—70% din rocă) cu elemente de cuarţ echigranular, colţuros, resturi organice (Globigerine, Milliolide, Textularide, Globotruncane şi spiculi de Spongieri). Glauconitul alcătuieşte 5—10% din rocă. În general se întîlnesc mai multe varietăţi de roci: calcare grezoase, gresii calcaroase, unele cu mult glauconit, sau calcare cu Foraminifere. Fauna găsită de noi indică o vîrstă turoniană medie şi superioară:

Inoceramus costellatus WOODS
Inoceramus lamarcki PARK.
Inoceramus cf. *inaequivalvis* SCHLÜTH.
Inoceramus inconstans WOODS em. ANDERT
Inoceramus cf. *carpaticus* SIM.
Inoceramus waltersdorfensis ANDERT
Inoceramus wandereri ANDERT
Inoceramus cf. *frechi* FIEGE
Inoceramus schloenbachi BÖHM
Gaudriceras sp.
Puzosia sp.

Inoceramus costellatus (Pl. II, fig. 4; Pl. III, fig. 1; Pl. V, fig. 2) provine din baza pachetului de calcare albe de la Uzum Bair de lîngă Turda, din dealurile de la nord de Slava Rusă şi din malul L. Zmeica. Această formă este caracteristică pentru Turonianul mediu (ANDERT 1934), dar FIEGE (1930) o citează şi din Turonian superior.

Inoceramus lamarcki a fost găsit la Caugagia şi în malul L. Zmeica şi este caracteristic pentru Turonianul mediu sau pentru partea superioară a Turonianului inferior (în cazul împărţirii Turonianului în două subetaje) (zona cu *Inoceramus lamarcki* ANDERT 1934).

Inoceramus inaequivalvis este caracteristic, după HEINTZ (1933), pentru zona cu *I. lamarcki*; FIEGE (1930) îl citează şi din zona cu *I. schloenbachi*.

Inoceramus inconstans WOODS em ANDERT este caracteristic pentru Turonianul mediu şi superior (FIEGE 1930; ANDERT 1934); *Inoceramus carpaticus*, *Inoceramus waltersdorfensis* (Pl. II, fig. 2, 3; Pl. V, fig. 3), *I. wandereri* (Pl. IV, fig. 1) şi *I. frechi*, găsiţi la Caugagia, caracterizează Turonianul superior după Andert, iar *I. schloenbachi* (Pl. III, fig. 3; Pl. VI, fig. 1), partea superioară a Turonianului (zona cu *I. schloenbachi* HEINTZ 1928 a şi b; FIEGE 1930; ANDERT 1934 etc.).

Institutul Geologic al României

Calcarele albe au la partea lor superioară și forme coniaciene; de exemplu la Caugagia apare și *Micraster cortestudinarium.*

Conglomeratele și calcarele conglomeratice întîlnite în D. Pietros (Turda), în D. Movila Fetei (SW de localitatea N. Bălcescu) și lîngă localitatea Cloșca sînt legate de transgresiunea Turonianului și se aseamănă cu cele cenomaniene (fig. 8).

Depozitele turoniene apar începînd din insula Bisericuța din L. Razelm, Capul Dolojman, Visterna, Sud Babadag, Slava Rusă, apoi într-o zonă largă între Mihai Bravu, Slava Cercheză și Ciucurova, precum și în regiunea Cloșca, Izvoarele și Traian.

În concluzie, Turonianul este reprezentat prin două complexe litologice care prezintă treceri gradate către Cenomanian și Senonian inferior. Fauna arată prezența Turonianului inferior (reprezentat prin zona cu *Inoceramus labiatus)* și a Turonianului mediu și superior, reprezentat prin zona cu *Inoceramus lamarcki*, zona cu *Scaphites geinitzi* și zona cu *Inoceramus schloenbachi.* Fauna găsită în aceste depozite arată prezența zonelor paleontologice stabilite în bazinele clasice din Europa (fig. 7).

Senonianul inferior. Depozitele senoniene alcătuiesc umplutura a două sinclinale, apărînd cartografic în zone ovale, mai mult sau mai puțin alungite. Între faciesurile depozitelor senonicne din cele două sinclinale există unele deosebiri. Astfel, în sinclinalul Uspenia-Baspunar, peste calcarele albe turoniene urmează concordant calcare gălbui, grezoase, senoniene, cu rare silicifieri. Limita dintre Turonian și Senonian este destul de netă. În brachisinclinalul Baschioi și Caugagia—Jurilofca, peste calcarele albe turoniene stau marno-calcare albe cu *Peroniceras* (Coniacian) iar limita este dificil de trasat. Marno-calcarele albe reprezintă un facies de larg al calcarelor grezoase gălbui din zonele marginale.

Faciesul litoral conglomeratic se întîlnește în zonele marginale ale bazinului, acolo unde Senonianul este transgresiv (fig. 8). Conglomeratele de la sud de localitatea N. Bălcescu sînt senoniene inferioare deoarece se îndințează cu marno-calcare sau gresii calcaroase senoniene. Așadar conglomeratele din flancul nordic al bazinului au diferite vîrste (cenomanian, turonian și senonian inferior), fiind legate de transgresiunile marginale ale termenilor respectivi. Este un exemplu interesant de formațiune izopică heterocronă.

În conglomerate sînt remaniate gresii și argilite triasice superioare, precum și filite cloritice și cuarțite paleozoice. Abundența exogyrelor în conglomerate indică un mediu litoral. Cimentul conglomeratelor este calcaros și predomină față de elemente.

Faciesul calcaros-grezos apare în sinclinalul Uspenia—Baspunar și este constituit din calcare grezoase cu mult material detritic, precum și cu frecvente resturi de Inocerami. Pe flancul de S al sinclinalului calcarele transgredează direct peste fundament, fără intermediul unor conglomerate bazale.

În brachisinclinalul Caugagia—Jurilofca calcarele grezoase gălbui se întîlnesc în zonele marginale, în timp ce în zona centrală sînt prezente marno-calcarele. Acest

Institutul Geologic al României

facies apare ca o alternanță de calcare grezoase albe și calcare gălbui cu grosimi ale stratelor de 30—50 cm, calcarele avînd lentile de silex sau de calcare silicifiate.

Materialul psamitic alcătuiește 10—25% din rocă fiind constituit din granule de cuarț de 0,06—0,08 mm.

În brachisinclinalul N. Bălcescu calcarele grezoase gălbui sînt slab dezvoltate și formează un perisinclinal (SW de N. Bălcescu). În brachisinclinalul Izvoarele — Traian, Senonianul inferior apare tot ca o alternanță de calcare grezoase, gălbui, grosiere, cu silex și cu calcare grezoase albe.

Faciesul marno-calcaros apare numai în brachisinclinalele Caugagia—Jurilofca și N. Bălcescu. El este format din calcare fine și marno-calcare albe, dispuse în bancuri groase de 1—2 m cu intercalații de marne cenușii și cu o trecere gradată între calcare și marne. La microscop se observă spiculi de Spongieri, Textularide, Globotruncane.

În ambele brachisinclinale faciesul marno-calcarelor albe se întîlnește în partea lor centrală. În brachisinclinalul Bălcescu, pe măsura apropierii de marginea

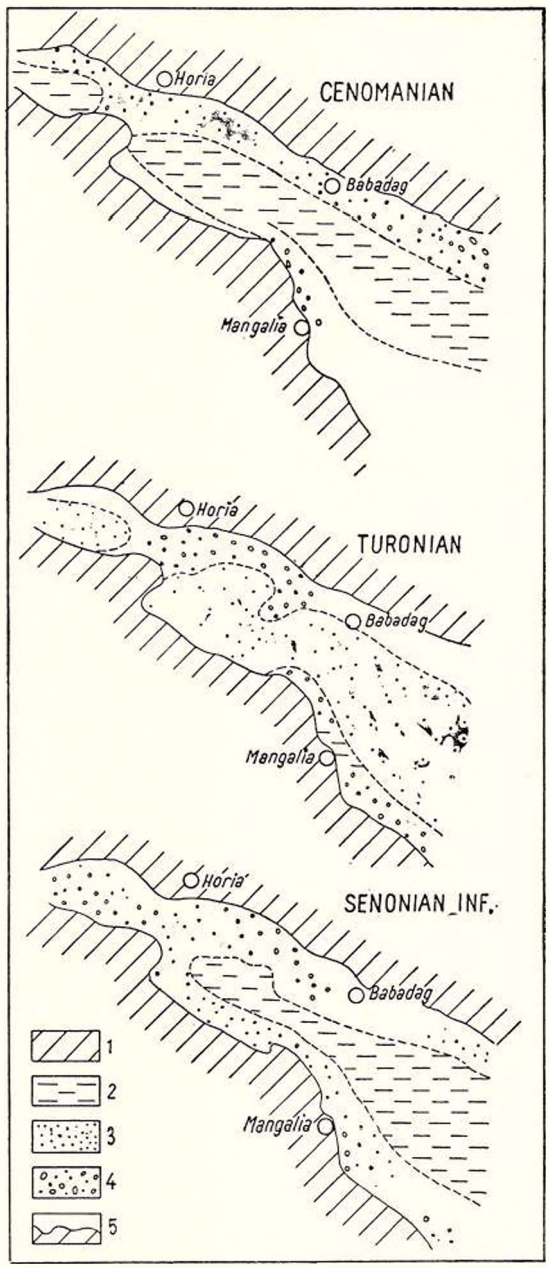


Fig. 8. — Repartiția faciesurilor Cretacicului superior în Bazinul Babadag.

1, fundamentul Cretacicului superior; 2, facies marnos-calcaros cu Amoniți, Inocerami și Echinoderme; 3, facies grezos-calcaros; 4, facies litoral-neritic, conglomeratic, lumașelic cu Ostreide; 5, limita actuală a bazinului. Erată: pe schiță: Mangalia=Baia.

Institutul Geologic al României

bazinului se întîlnesc și intercalații de calcare microconglomeratice, care trec treptat la calcare conglomeratice.

F a u n a. La Caugagia și în D. Balbair de lîngă Caugagia am găsit următoarea faună:

Micraster cortestudinarium GOLDF.
Inoceramus sublabiatus MÜLLER
Inoceramus cf. *subpercostatus* ANDERT
Inoceramus sp.
Barroisiceras haberfelneri HAUER
Puzosia le marchandi DE GROS.
Nautilus sp.

Micraster cortestudinarium (Pl. VIII, fig. 3, 4, 5) caracterizează depozitele coniaciene (zona cu *M. cortestudinarium* după MÜLLER, SCHENCK 1940; GIGNOUX 1950), dar e citat și din Turonianul superior (ANDERT 1934).

Inoceramus sublabiatus (Pl. VI, fig. 3) se întîlnește în Emscherian (= Coniacian) (HEINE 1939), iar după RIEDEL (1930) în Coniacianul superior—Santonian din Bazinul Münster. *Barroisiceras haberfelneri* (Pl. VII, fig. 3) este o formă caracteristică pentru Conician (zona cu *Barroisiceras haberfelneri*) în multe regiuni ale globului (MÜLLER—SCHENK). *Puzosia le marchandi*, după GROSSOUVRE (1898), este o formă coniciană.

Această faună este caracteristică pentru Coniacian. Coniacianul de la Caugagia a fost menționat deja în 1934 de G. MACOVEI. Fauna a fost întîlnită în faciesul calcaros-grezos al Senonianului inferior. În faciesul calcaros-marnos, în carierele dintre Ciamurlia de Jos și Baia am găsit:

Cardiaster sp.
Inoceramus lamarcki var. *cuvieri* SOW.
Nautilus sp.
Peroniceras subtricarinatum var. *tridorsatum* SCHLÜTH.
Peroniceras l'épéei FALLOT
Peroniceras rousseauxi DE GROS.
Parapachydiscus sayni DE GROS.

Inoceramus lamarcki var. *cuvieri* (Pl. IX, fig. 5) este o formă care apare, după WOODS (1904—1913), în Turonian și în Senonianul inferior. Genul *Peroniceras* (Pl. VII, fig. 2; Pl. X, și Pl. XI) este caracteristic pentru Coniacian (GROSSOUVRE 1898; MÜLLER—SCHENCK 1943).

Vîrsta calcarelor albe de la Baia—Ciamurlia de Jos este deci sigur coniaciană, ca și a marno-calcarelor din împrejurimile localității Jurilofca care conțin formele:

Micraster cortestudinarium GOLDF.
Inoceramus inconstans WOODS

Institutul Geologic al României

Inoceramus kleini MÜLLER
Durania sp.
Parapachydiscus sp.
Puzosia sp.

Inoceramus regularis (Pl. VI, fig. 2) apare după RIEDEL (1930) în Coniacianul superior şi în Santonian; *Inoceramus inconstans* (Pl. IX, fig. 1, 2, 3, 4) este cunoscut din Turonianul superior şi pînă în Campanianul inferior (WOODS 1904—1913), iar RIEDEL îl citează în Coniacianul superior şi în Santonian. *Inoceramus kleini* este citat de ANDERT în Coniacian, iar de către RIEDEL în Coniacianul superior—Santonian. Multe forme indică vîrsta coniaciană superioară—santoniană.

În apropiere de gara Codru şi în unele locuri din brachisinclinalul Caugagia—Jurilofca s-au întîlnit următoarele forme:

Inoceramus kleini MÜLLER
Inoceramus cf. *glatiae* FLEGEL
Inoceramus sp.
Gaudriceras mite v. HAUER
Kosmaticeras cf. *brandti* REDTEN
Crioceras (Anisoceras?) sertum MÜLLER—WOLLEMANN

Inoceramus glatiae este întîlnit în Turonian superior—Coniacian (ANDERT 1934) şi în Coniacian superior şi Santonian (RIEDEL, 1930). *Gaudriceras mite* este citat de GROSSOUVRE în zona cu *Mortoniceras texanum*, care indică Santonianul inferior; WOLLEMANN îl citează din Santonianul superior iar RIEDEL tot în Santonianul inferior — zona cu *Inoceramus pachti*. *Kosmaticeras brandti* se întîlneşte în Campanianul din Franţa, după GROSSOUVRE, iar *Crioceras (Anisoceras) sertum* (Pl. VIII, fig. 2) în Santonianul din Germania de Nord (MÜLLER şi WOLLEMANN 1906) şi în Bazinul Münster în Coniacian—Santonian (RIEDEL 1930).

În concluzie, fauna recoltată din depozitele senoniene arată existenţa sigură a Coniacianului şi probabil şi a Santonianului, aşa cum a subliniat şi G. MACOVEI.

Senonianul apare în estul bazinului, în regiunea Caugagia—gara Codru—Jurilofca; în dealurile de la sud de Bălcescu, în regiunea D. Ciucurova—Uspenia şi în partea de vest, începînd de la General Dragalina, Ardealu, pînă aproape de Traian.

Senonianul inferior prezintă deci trei faciesuri: un facies litoral conglomeratic (în zonele marginale unde Senonianul este transgresiv), altul calcaros-grezos de mare puţin adîncă în brachisinclinalul Izvoarele—Traianu, în sinclinalul Uspenia—Başpunar şi, sporadic, în zonele marginale ale brachisinclinalului N. Bălcescu şi Caugagia—Jurilofca şi un facies calcaros-marnos de apă relativ mai adîncă, situat în partea axială a sinclinalelor mai largi Bălcescu şi Caugagia—Jurilofca.

Institutul Geologic al României

Cuaternarul. Depozitele loessoide ocupă o mare parte din regiune și constituie acumulări groase în văi, astfel că formațiunile mai vechi apar mai ales pe crestele dealurilor, unde cuvertura de loess a fost erodată și antrenată de ape în văi.

Aluviunile se pot separa destul de dificil din cauza absenței unei limite morfologice.

Caracterele generale ale Cretacicului superior

Dispoziția transgresivă. Depozitele cretacice superioare stau discordant peste structurile hercinice și chimerice, acoperindu-le pe o anumită porțiune. Ele formează o zonă sinclinală, orientată WNW cunoscută în literatura geologică sub numele de Bazinul Babadag. Suprafața de transgresiune prezintă un relief, astfel că primele depozite care s-au format au umplut zonele depresionare.

În general, Cretacicul superior prezintă un profil litologic transgresiv în sensul scăderii granulometriei materialului clastic în sus pe coloana stratigrafică. Există însă și excepții legate de caractere transgresive locale cînd și termeni superiori ai Cretacicului superior îmbracă faciesuri grosiere.

Faciesurile și paleogeografia Cretacicului superior. Depozitele Cretacicului superior din Bazinul Babadag reprezintă o formațiune epicontinentală (shelf), neritică și litorală, caracterizată prin depozite care rezultă din îmbinarea în diferite proporții a materialului calcaros, clastic și organogen. Grosimea depozitelor atinge, în zonele cu subsidență mai mare (sinclinalul Caugagia—Jurilofca) peste 300 m.

În general Cenomanianul este neritic și neritic-litoral, organogen și detritic. Relieful fundului nu permitea o sortare a materialului clastic depus (fig. 8).

Turonianul prezintă un facies mai constant. Odată cu netezirea fundului prin colmatare cu sedimente, sedimentația agitată din Cenomanian face loc unei depuneri mai liniștite. Materialul clastic din calcare este mult mai sortat. Perioadele de depunere a materialului psamitic alternau cu cele în care se depunea materialul mai fin rezultînd, după cum s-a văzut, o sedimentare ritmică (alternanțe). Ritmurile continui, adică cele care prezintă trecere gradată de la un strat la altul, indică o depărtare mai mare de țărm cînd schimbările în configurația țărmului nu pot influența și regiunile mai de larg. În zonele unde Turonianul este transgresiv, sedimentarea are un caracter litoral (fig. 8).

În timpul Senonianului inferior au loc importante schimbări laterale de facies. Senonianul inferior prezintă trei faciesuri: unul litoral, detritic-organogen, altul calcaros grezos și ultimul calcaros marnos, cu sedimentație liniștită mai de larg și cu ritmuri continui (fig. 8).

Fauna Cretacicului superior conține un număr mare de Inocerami, apoi Ammoniți și Echinide, prezentînd asemănări cu tipul nordic al Cretacicului superior de pe platforma epihercinică din Europa de Nord și centrală și de pe platforma rusă.

Institutul Geologic al României

Există însă şi cîteva forme caracteristice tipului sudic, de exemplu *Hippurites*, *Durania*. K. PETERS a remarcat încă din 1863, că depozitele Cretacicului superior din Bazinul Babadag prezintă asemănări cu Cretacicul superior din bazinele Boemiei, Saxoniei şi Sudeţi (Quadersandstein, Plăner). Asemănările se referă atît la litologie cît şi la faună. Pentru comparaţie vom da cîteva caractere sumare ale Cretacicului superior din Vorlandul carpatic. Faţă de Cretacicul superior din Dobrogea de S, care prezintă lacune de sedimentare în Cenomanianul superior, Turonianul superior şi Coniacian (M. CHIRIAC, 1956), în Bazinul Babadag sedimentarea este continuă şi depozitele au grosime mai mare. Caractere similare are şi Cretacicul superior din Cîmpia Romînă care, după datele de foraj, este predominant marnos avînd facies de mare relativ mai adîncă, iar în sud Senonianul este cretos ca şi în Dobrogea de S (D. PATRULIUS, 1958). Cretacicul superior din marginea de SW a platformei ruse de pe teritoriul ţării noastre este marno-cretos sau grezos.

Cretacicul superior din Bazinul Babadag a fost depus într-un golf sau într-un culoar al mării de pe Vorlandul carpatic. Culoarul este amplasat într-o regiune cu relief mai accidentat care a furnizat materialul terigen ce s-a adăugat sedimentaţiei calcaroase de apă relativ mai adîncă din interiorul bazinului. În comparaţie cu Cretacicul superior din Cîmpia Romînă sau de pe versantul de SW al platformei ruse, depozitele Bazinului Babadag sînt mai grosiere, fapt care se explică prin localizarea bazinului de sedimentare pe o arie mai ridicată, în apropierea regiunii de eroziune. Se poate presupune că în Cretacicul superior o parte din zona Şisturilor verzi ca şi din Dobrogea de S erau exondate. Datele de foraj din regiunea Galaţi au arătat că Cretacicul superior lipseşte şi de pe prelungirea scufundată a masivului dobrogean. Depozite cretacice superioare nisipoase-argiloase se întîlnesc însă în Depresiunea predobrogeană. La W de Dunăre şi la E de lacul Razelm depozitele cretacice superioare sînt acoperite de depozite cuaternare, bazinul rămînînd însă deschis în ambele sensuri. Se poate presupune o legătură paleogeografică cu Cretacicul superior de la W de Dunăre, din Cîmpia Romînă, şi cu geosinclinalul flişului carpatic. În partea de E Cretacicul superior se scufundă axial sub depozitele Mării Negre, unde se lărgeşte, legîndu-se probabil cu Cretacicul superior din stepa Crimeii şi geosinclinalul Caucaz—Crimeea.

TECTONICA CRETACICULUI SUPERIOR

Depozitele cretacice superioare din Bazinul Babadag prezintă o cutare largă, caracterizată prin sinclinale largi, dispuse aproximativ în culise, despărţite de ridicări şi praguri anticlinale. Structura Cretacicului superior este independentă de structura fundamentului.

Se disting două sinclinale, unul în extremitatea estică şi altul în cea vestică a bazinului, cu ridicări axiale înspre zona centrală, unde se disting două sinclinale, unul la N şi altul la S, separate printr-o ridicare antiClinală (fig. 1).

Institutul Geologic al României

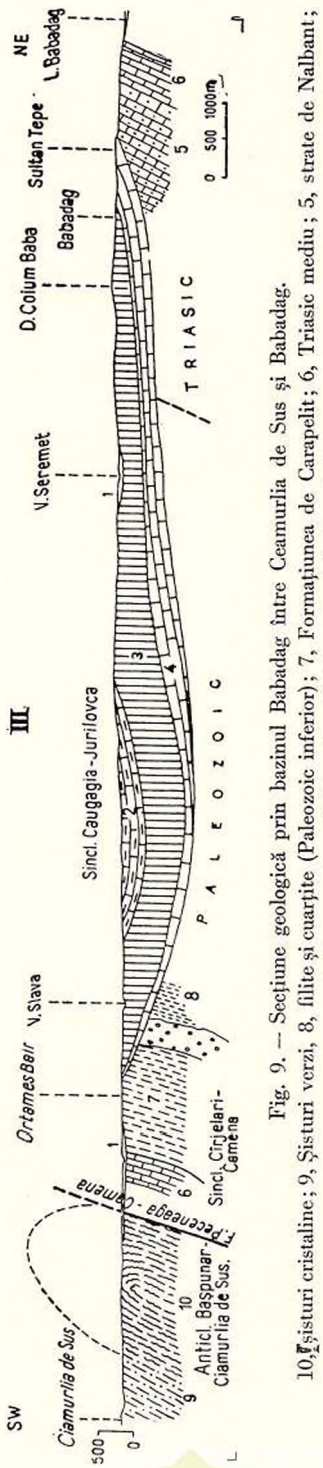


Fig. 9. — Secțiune geologică prin bazinul Babadag între Ceamurlia de Sus și Babadag.
10, Șisturi cristaline; 9, Șisturi verzi, 8, filite și cuarțite (Paleozoic inferior); 7, Formațiunea de Carapelit; 6, Triasic mediu; 5, strate de Nalbant; 4, Cenomanian; 3, Turonian; 2, Senonian inferior; 1, loess.

Sinclinalul Caugagia—Jurilofca. În partea de E a bazinului se individualizează un sinclinal care cuprinde ca lățime tot bazinul, flancurile lui fiind în același timp și flancurile bazinului (fig. 1 și 9). Direcția sinclinalului este nord-vestică pînă la vest-nord-vestică. Zona lui axială începe de la E de Slava Rusă și trece pe la N de Caugagia și la S de Jurilofca unde sinclinalul este acoperit de depozitele cuaternare ale lacului Golovița, rămînînd deschis spre E. Sinclinalul are flancul de N constituit din depozite cenomaniene, turoniene și senoniene inferioare în timp ce flancul sudic este mai slab dezvoltat, ca o consecință a migrației spre S a zonei de sedimentare; de aici o asimetrie a sinclinalului.

Depozitele senoniene de la NE de lacul Sinoe alcătuiesc umplutura unui alt sinclinal orientat E—W, care rămîne deschis spre E. În flancul său sudic, Senonianul transgredează direct peste Șisturi verzi, avînd în bază conglomerate.

În flancul nordic, Cenomanianul stă discordant peste depozitele triasice, intens cutate, avînd o independență tectonică față de acestea (fig. 5).

Înclinările flancurilor au în medie 10—20°, rareori mai mult, descrescînd spre interiorul bazinului.

Ridicarea anticlinală Slava Rusă. Această ridicare anticlinală este alcătuită din depozite turoniene și cenomaniene. Ea începe de la nord de Camena dezvoltîndu-se dintr-un flanc de sinclinal și se continuă spre NW (spre Slava Rusă) și apoi spre N, rezolvîndu-se într-un alt flanc de sinclinal. Această ridicare se conturează ca un anticlinal transversal care separă sinclinalul Caugagia—Jurilofca de sinclinalul Uspenia—Baspunar. Menționăm că în regiunea de terminație această structură se închide printr-o ridicare axială, care mulează relieful fundamentului.

Sinclinalul D. Baspunar — Uspenia. Acest sinclinal se poate urmări pe o lungime de 16 km începînd de la S de Slava Rusă din D. Bechir

Institutul Geologic al României

Ciair, prin P. Slava Rusă în dreptul mînăstirii Uspenia, apoi prin D. Ibrișova și pînă în dealul Başpunar, avînd o orientare vest-nord-vestică (fig. 1).

La E, în regiunea perisinclinală de la N de Camena acest sinclinal este despărțit de sinclinalul Caugagia—Jurilofca prin ridicarea Slava Rusă. La W de Başpunar el se ridică axial fiind despărțit de sinclinalul Izvoarele—Traianu, față de care se află dispus în culise, printr-un promontoriu al fundamentului în regiunea Atmagea. Umplutura sinclinalului este constituită din depozite senoniene inferioare care, în flancul sudic, stau direct peste depozite triasice sau paleozoice (fig. 10). Astfel, începînd de la N de Camena, către W, depozitele senoniene inferioare transgredează peste depozitele paleozoice inferioare, Formațiunea de Carapelit, apoi peste depozite triasice și peste Șisturile verzi. Discordanța este foarte netă, stratele de sub discordanță fiind redresate aproape la vertical, în timp ce depozitele cretacice superioare au înclinări de 15°—20° spre N. Tectonica fundamentului nu se manifestă nici aici în învelișul Cretacicului superior. Flancul nordic al sinclinalului este bine deschis în lungul văii Ciucurova, între Ciucurova și Slava Cercheză și este constituit din depozite turoniene și cenomaniene. Ultimele depozite apar în cîteva locuri lîngă Slava Cercheză ca ochiuri de eroziune.

Absența depozitelor cenomaniene și turoniene din flancul sudic se datorește transgresiunii continui a termenilor din ce în ce mai superiori. A rezultat astfel o asimetrie a cutei, flancurile fiind inegal dezvoltate. În același sens cu transgresiunea au migrat și axele zonelor de sedimentare. După cum reiese din unele observații făcute la Slava Rusă, axul sinclinalului în depozitele turoniene se află mai la N de axul depozitelor senoniene ale cutei sinclinale, care se află la cca 1—1,5 km de marginea actuală a bazinului, lățimea cutei atingînd 6—9 km.

Brachisinclinalul Bălcescu. Orientarea acestui brachisinclinal este tot WNW, iar înclinările flancurilor au în medie 15°—20° ajungînd pînă la 30°. Raportul dintre lungimea și lățimea cutei este 2: 1 ceea ce justifică denumirea de brachisinclinal (fig. 1 și 10). Umplutura lui constă din depozite senoniene inferioare, care prezintă unele deosebiri litologice față de cele din sinclinalul D. Başpunar—Uspenia. Și aici au avut loc depășiri succesive ale termenilor stratigrafici însă de la S spre N, rezultînd o asimetrie a brachisinclinalului al cărui flanc nordic este alcătuit numai din depozite senoniene inferioare. În zonele perisinclinale cuta se normalizează.

Dezvoltarea ingresiunilor în brachisinclinalul Bălcescu și în sinclinalul Baş — punar—Uspenia este simetrică față de ridicarea anticlinală Jidini.

Ridicarea anticlinală Jidini. Această ridicare este orientată aproximativ E—W și leagă două înaintări (promontorii) ale fundamentului în Bazinul Babadag, una de la E de Atmagea și alta de la S de Mihai Bravu. Ridicarea apare oblic față de direcția bazinului și față de direcția structurii fundamentului. Flancurile au înclinări de 10°—20° și sînt constituite din depozite turoniene și cenomaniene, ultimele ocupînd numai extremitățile structurii, unde mulează relieful fundamentului

Institutul Geologic al României

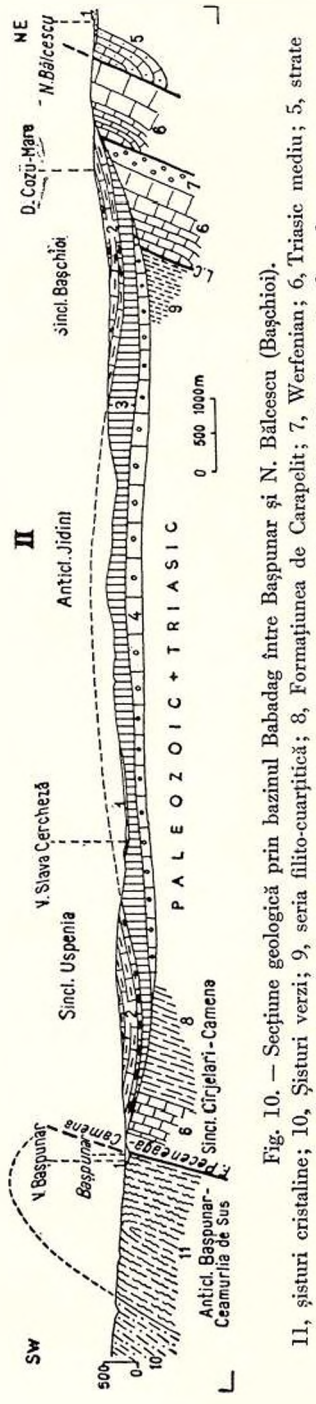


Fig. 10. — Secțiune geologică prin bazinul Babadag între Bașpunar și N. Bălcescu (Bașchioi). 11, șisturi cristaline; 10, Șisturi verzi; 9, seria filito-cuarțitică; 8, Formațiunea de Carapelit; 7, Werfenian; 6, Triasic mediu; 5, strate de Nalbant; 4, Cenomanian; 3, Turonian; 2, Senonian inferior; 1, loess; L.C., falia Luncavița-Consul.

înaintat în bazin. Astfel structura se ridică în zonele terminale.

Brachisinclinalul Izvoarele—Traian. În partea de W a bazinului, între Izvoarele, G-ral Dragalina, Ardealu, Traian și Mircea Vodă, depozitele cretacice superioare desemnează un sinclinal larg avînd lungimea de două ori mai mare decît lățimea. Înclinarea stratelor este de 10° — 25°, iar axul umpluturii senoniene inferioare are o direcție vest-nord-vestică, fiind foarte apropiat de marginea sudică a sinclinalului care devine asimetric (fig. 1) Între G-ral Dragalina și Ardealu s-ar părea că există o falie deoarece lipsește flancul sudic; aceasta s-ar putea datora însă unui efect de eroziune. Periclinul vestic în depozitele senoniene inferioare se poate vedea în D. Hasînlarului; mai spre W însă închiderea perisinclinală este ascunsă de loess dar sinclinalul se continuă probabil pînă în apropierea Dunării.

Pragul transversal Izvoarele—Atmagea. În partea de E, brachisinclinalul Izvoarele—Traian se ridică axial între Izvoarele și Atmagea, separîndu-se astfel de brachisinclinalul Bălcescu printr-o ridicare (prag) transversală.

Caractere generale ale structurii Cretacicului superior. Cretacicul superior prezintă cute largi, în general asimetrice, orientate WNW și suprapuse discordant și oblic peste structurile fundamentului, față de care se dezvoltă independent. Pe ambele flancuri ale bazinului se observă clar dispoziția transgresivă a depozitelor cretacice superioare, slab înclinate, peste cutele strînse ale Paleozoicului din Munții Măcin și peste cutele triasice, iar în flancul sudic peste cutele Șisturilor verzi.

Bazinul Babadag nu este mărginit longitudinal prin falii așa cum presupunea I. SIMIONESCU. Conturul neregulat al bazinului, prezența înaintărilor fundamentului în bazin, precum și așezarea normală a Cretacicului superior sînt argumente împotriva faliilor marginale. Falia Peceneaga—Camena nu

Institutul Geologic al României

a afectat şi depozitele cretacice superioare care stau normal peste Şisturile verzi (sud de Baia). Nu este exclus însă ca unele fracturi să fi contribuit la formarea bazinului, iar astăzi aceste fracturi să fie depăşite de Cretacicul superior. Bazinul Babadag a luat naştere într-o depresiune de natură erozivă, amplasată în cea mai mare parte în faţa zonei Şisturilor verzi, cauzată de scufundarea compartimentului nordic al faliei Peceneaga—Camena, indicînd o influenţă a faliei şi în Cretacicul superior.

Concluzii. Cretacicul superior din Bazinul Babadag este reprezentat prin Cenomanian, Turonian, Senonian inferior. Grosimea lui totală este de 350 m. Cenomanianul este transgresiv şi discordant peste fundament şi este constituit din calcare conglomeratice, calcare grezoase şi marne grezoase. Fauna indică Cenomanian inferior şi superior. Turonianul, cca 150 m, urmează în continuitate de sedimentare şi este alcătuit din calcare grezoase cu o faună de Inocerami care indică prezenţa întregului Turonian. Senonianul, cca 130 m, revine Senonianului inferior şi este de asemenea în continuitate de sedimentare. El apare sub trei faciesuri: un facies litoral conglomeratic, altul calcaros-grezos şi al treilea facies marno-calcaros de apă ceva mai adîncă. Fauna de Ammoniţi, Echinide şi Inocerami indică o vîrstă coniaciană, eventual şi santoniană.

În anumite zone marginale au avut loc ingresiuni ale diverşilor termeni ai Cretacicului superior, care ajung direct peste fundament, faciesul devenind mai grosier.

Structural, Cretacicul superior se caracterizează prin sinclinale asimetrice largi, despărţite prin ridicări anticlinale şi praguri transversale.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Şt. Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de sud şi estul Cîmpiei Romîne. *Bul. Ştiinţ. al Acad. R.P.R.*, VII, 1955.
2. Anastasiu V. Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea. Terrains secondaires. Thèse, Paris, 1898a.
3. Anastasiu V. Note sur le Crétacé de la Dobrogea. *C.R.*, 6, 1898b.
4. Andert H. Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken. Theil III. Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. *Abhl. Preuss. Geol. Land. N.F.* Heft 159, Berlin 1934.
5. Atanasiu I. Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iaşi, 1940.
6. Avanesian G. M. Dezvoltarea geologică a Depresiunii Moldovei. Traducere din A.N. SSSR, Seriia gheol. N. 1, 1954.
7. Böhm J. Uber Inoceramus crippsi aucht. *Abhl. k. Preuss. Geol. Land.* N.F., Heft 56, Berlin 1909.
8. Bujor I. D. Die kristallinen Schiefer der mittleren Dobrogea. *Neues Jahrb.*, Abhandl. B, Abt. A. Stuttgart 1936.

Institutul Geologic al României

9. Bujor I. D. Beiträge zur Petrographie der mittleren Dobrogea. III. Die Grünnschiferzone. *Fortschr. d. Min., Krist. und Petrogr.*, V, 21, Berlin 1937.
10. Cădere D., Simionescu I. Notă preliminară asupra straturilor fosilifere devonice din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. I, 1908.
11. Cădere D. M. Rocele eruptive de la Camena. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. X, București 1921—1924.
12. Cădere D. M. Le granite de Ciucurova. *Ann. sc. de l'Univ. Jassy*, T. XV, Jassy 1927.
13. Cantuniari St. Le massif éruptif de Sacar Bair. *Bul. Soc. Geol.* vol. III, 1937.
14. Chiriac M. Contribuțiuni la cunoașterea faunei de Echinide din Dobrogea de nord. *Bul. Științ. Acad. R.P.R., Inst. Științ. Geol. Geogr.* I/1—2 (1956).
15. Dimitrescu R. Raport asupra ridicării geologice a regiunii Cîrjelari, 1954.
16. Fiege K. Über die Inoceramen des Oberturon mit besonderer Berücksichtigung der in Rheinland und Westfalen vorkommenden Formen. *Palaeont.* 73, Stuttgart 1930.
17. Gignoux M. Géologie stratigraphique. Paris 1950.
18. Grossouvre A. de. Les Ammonites de la Craie supérieure. Paris 1898.
19. Heine F. Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emschers und unteren Untersenons. *Abh. Preuss. Geol. Land. N.F.*, Heft 120, Berlin 1929.
20. Heintz R. Inoceramen-Profil der oberen Kreide. Lüneburgs. *Jahrb. niedersächs. geol.* Ver. pg. 64—81, Hannover 1928a.
21. Heintz R. Über die Oberkreide-Inoceramen Süd Amerikas und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete. *Mitt. mineral.-geol. Staatsinst.* Hamburg, pg. 41—97, Hamburg 1928b.
22. Heintz R. Inoceramen von Madagascar und ihre Bedeutung für die Kreide-Stratigraphie. *Z. deutsch. Ges.* Bd. 85, Berlin 1934.
23. Jourdy E. Histoire naturelle des Exogyres. *Ann. de Paléont.* Tome 13, Paris 1924.
24. Kettner R. Somes Problems of the Algonkian and the Kambrian of Boemia. *Z.s.s. Geol. u. Cesk. Rep.* XIII, Praha 1946.
25. Kittl E. Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen der Dobrudscha, Wien 1908.
26. Macovei Gh. Note sur un Pachydiscus du Cretacé supérieur de Babadag. *Ann. Sc. de l'Univ. Jassy*, 1906.
27. Macovei Gh. Observațiuni asupra liniei de încălecare Peceneaga—Camena (Dobrogea). *D.S. Inst. Geol. Rom.*, vol III, București 1912.
28. Mirăuță, O.-Mirăuță E. Observațiuni asupra structurii geologice a regiunii Baspunar—Camena—Ciamurlia de Sus. (Dobrogea) *D.S.*, vol XLIV, 1957 (sub tipar).
29. Motaș I. C. Die Tuffitzone der mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätte von Altîntepe, ein Beispiel der Epigenese. Berlin 1913.
30. Müller S. W., Wollemann A. Die Moluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. II Abhandl. Preuss. Geol L.A. N.F., Heft 47, Berlin 1906.
31. Müller S. W., Schenck H. G. Standard of Cretaceous system. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 27, n. 3., 1943.
32. Mrazec L., Pascu R. Note sur la structure géologique des environs d'Ortachioi. *Bull. Soc. Sc. phys.* București 1896.
33. Mrazec L., Pascu R. Asupra liniei de încălecare Peceneaga—Camena. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, III, București 1912.
34. Murgeanu Gh., Savul M. Observations pétrographiques sur quelques roches de Babadag. *Bul. Soc. Rom. de Geol.*, vol. II, București 1934.
35. Murgoci Gh. Cercetări geologice în Dobrogea nordică. *Anu. Inst. Geol. Rom.* V, 1914.
36. Paeckelmann W. Probleme des Varistikums der Dobrudscha. *Z. deutsch. Geol. Ges.* Bd. 87, T. I, 1935.

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1, 2, 3. — *Exogyra haliotidea* Sow. Hamangia. Mărime naturală.
Fig. 4. — *Inoceramus virgatus* Schlüth. (= *I. laevigatus* Levm). Babadag.
Fig. 5. — *Lopha carrinata* Lamk. Babadag. Cenomanian. Mărime naturală.
Fig. 6. — *Neohibolites* cf. *ultimus* d'Orb. Enisala. Cenomanian. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1.



2.



3.



4.



5.



6.

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

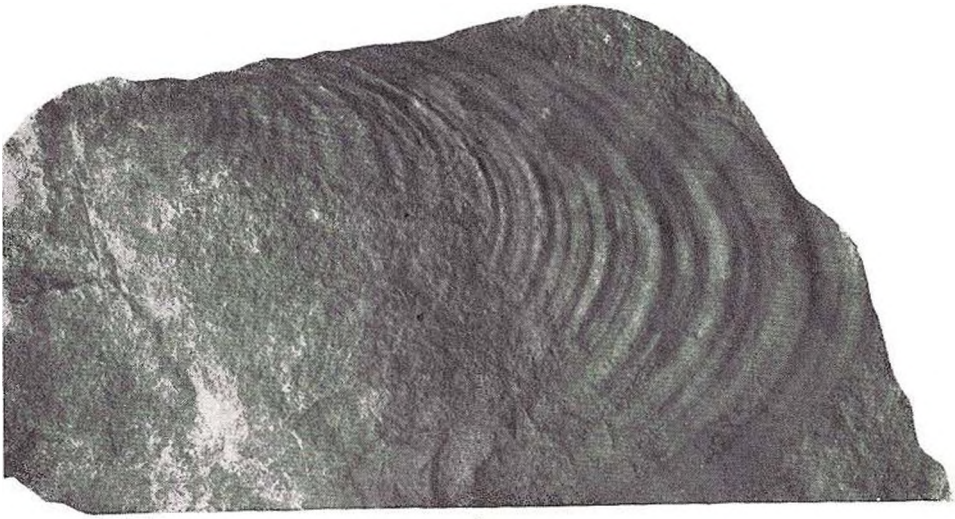
PLANŞA II

Fig. 1. — *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. Caraburum (malul lacului Goloviţa). Turonian inferior. Mărime naturală.

Fig. 2, 3. — *Inoceramus waltersdorfensis* ANDERT. Caugagia. Turonianul superior. Mărime naturală.

Fig. 4. — *Inoceramus costellatus* WOODS. Turonian. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Fig. 1. — *Inoceramus costellatus* WOODS. Turonian. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. Cariera Codru (SW de Babadag). Turonian inferior. Mărime naturală.
Fig. 3. — *Inoceramus schloenbachi* BÖHM. Caugagia. Turonian superior. Mărime naturală.

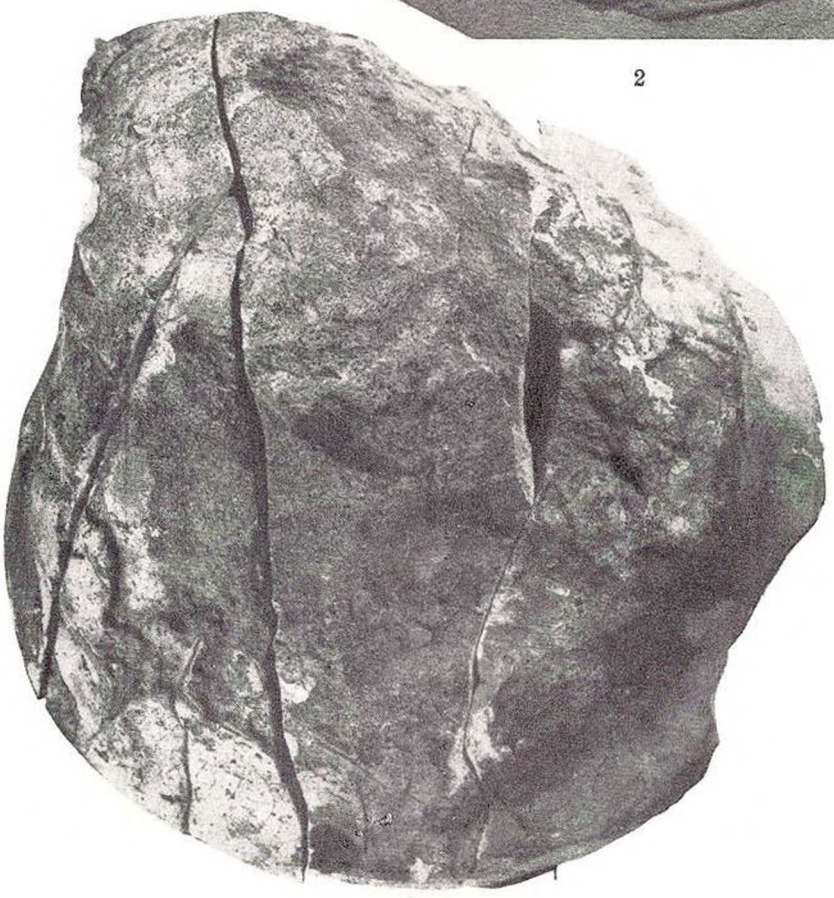
Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

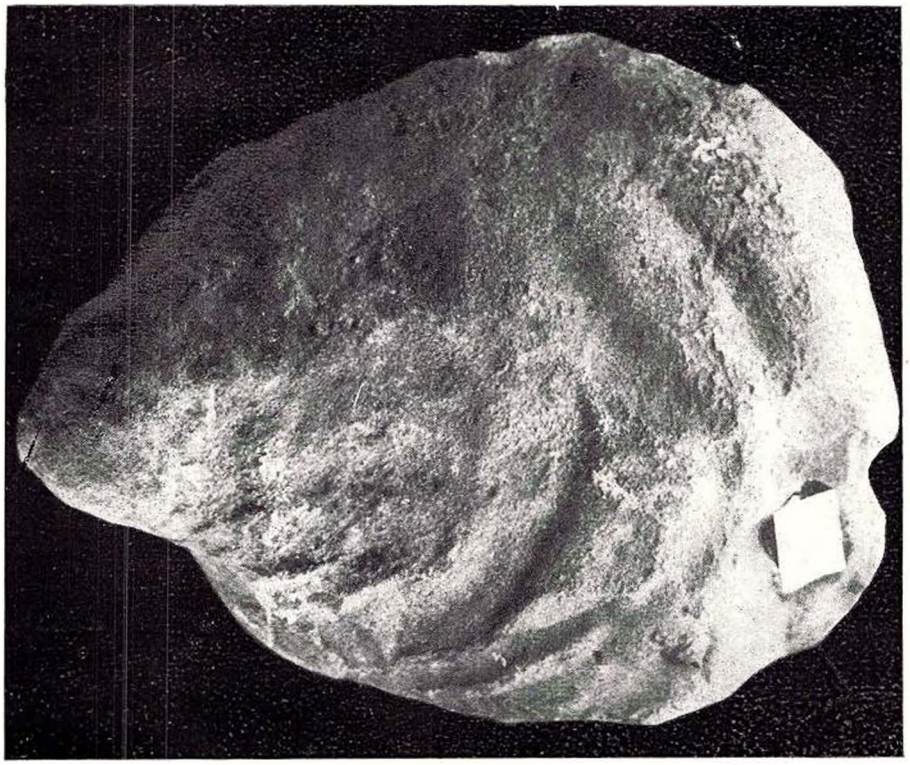
PLANȘA IV

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Fig. 1. — *Inoceramus wandereri* ANDERT. Caugagia. Turonian superior. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Inoceramus* cf. *subpercostatus*. Turonian. Mărime naturală.
Fig. 3. — *Inoceramus hercynicus* PETR. Cariera Codru (SW Babadag). Turonian inferior. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1.



2.



3.

Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Fig. 1. — *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. Movila Drăgaica (satul 6 Martie). Turonian inferior. Mărime naturală.

Fig. 2. — *Inoceramus costellatus* WOODS. Turonian. Mărime naturală.

Fig. 3. — *Inoceramus waltersdorfensis* ANDERT. Caugagia. Turonian superior. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1.



2.



3.

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

Fig. 1. — *Inoceramus schloenbachi* BÖHM. Caugagia. Turonian superior. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Inoceramus regularis* D'ORB. Jurilofca. Senonian inferior. Mărime naturală.
Fig. 3. — *Inoceramus sublabiatus* MÜLLER. Caugagia. Senonian inferior. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1.



2.



3.

Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

Fig. 1. — *Parapachydiscus sayni* DE GROSS. Carierele dintre Baia și Ciamurlia de Jos. Coniacian. Mărime naturală.

Fig. 2. — *Peroniceras l'épéei* FALLOT. Carierele dintre Baia și Ciamurlia de Jos. Coniacian. Mărime naturală.

Fig. 3. — *Barroisiceras haberfelneri* v. HAUER. Caugagia. Coniacian. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1.



2.



3.

Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII

Fig. 1. — *Cardiaster* sp. Nord de Baia. Coniacian. Mărime naturală.
Fig. 2. — *Anisoceras sertum* MÜLLER-WOLLEMANN. Senonian inferior. Mărime naturală.
Fig. 3, 4, 5. — *Micraster cortestudinarium* GOLDF. Jurilofca. Coniacian. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



3



4



2.



5.

Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

Fig. 1, 2, 3, 4. — *Inoceramus inconstans* Woods. Jurilofca. Coniacian. Mărime naturală.
Fig. 5. — *Inoceramus lamarcki* var. *cuvieri* Sow. N de Baia. Coniacian. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României



1



2



3



4.



5.

Institutul Geologic al României

PLANŞA X

Institutul Geologic al României

PLANȘA X

Peroniceras subtricarinatum var. *tridorsatum* SCHLÜTH. Nord de Baia. Coniacian. Mărime naturală

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA XI

Institutul Geologic al României

PLANȘA XI

Peroniceras l'épéei FALLOT. Nord de Baia. Coniacian. Mărime naturală.

Institutul Geologic al României
374-1



Institutul Geologic al României

O. MIRĂUȚĂ - ELENA MIRĂUȚĂ

HARTA GEOLOGICĂ A BAZINULUI BABADAG

0 200 400 600 m

Mircea Vodă
D. Carapelit
Horia
V. Taita
Filimon Sîrbu
Satul Nou
Isvoarele
Nicolae Bălcescu
V. Baschioi
V. Omurlari
Ardealu
Dorobanțu
Cîrjelari
Atmagea
V. Aiormanului
V. Vidinilor
D. Jidinilor
Mihai Bravu
Canat Calfa
Ciucurova
Lacul Babadag
Slava Cercheză
Babadag
Enisala
D. Basputnea
V. Topologul
Topolog
Visterna
Basputnar
D. Slava Rusă
Slava Rusă
M-rea Uspenia
Capul Iancila
Camena
V. Visterna
6 Martie
Caugagia
Lacul Razelm
Altîn Tepe
Jurilofca
Capul Dolojman
Ceamurlia de sus
Ceamurlia de jos
Baia
Lacul Golovița

LEGENDA

CUATERNAR
- d. Conuri de dejecție
- c. Grohotișuri de pantă
- b. Aluviuni și depozite lacustre
- a. Loess, depozite loessoide

CRETACIC SUPERIOR

SENONIAN INFERIOR
- c. Marno-calcare albe
- b. Calcare grezoase gălbui
- a. Facies conglomeratic

TURONIAN
- c. Calcare grezoase albe (Turon. sup.+mediu)
- b. Calcare grezoase gălbui, friabile (Turon inf.)
- a. Facies conglomeratic

CENOMANIAN
- c. Calcare marnoase cenușii
- b. Calcare grezoase alb-cenușii
- a. Facies conglomeratic

JURASIC SUPERIOR

MALM
- Calcare alb-cenușii stratificate
- a. Calcare cenușii și roșii

JURASIC INFERIOR-TRIASIC

LIASIC-TRIASIC SUP.
- Argilite, gresii, microconglomerate

TRIASIC MEDIU
- b. Calcare cenușii stratificate
- a. Calcare cenușii și roșii

TRIASIC INF.
- b. Argilite roșii și calcare
- a. Arkoze, conglomerate arkozice

PALEOZOIC-PRECAMBRIAN

FORMAȚIUNEA DE CARAPELIT
- b. Șisturi și gresii grauwackice
- a. Gresii roșii, arkoze, conglomerate

PALEOZOIC INF.
- Devonian inferior
- Șisturi, cuarțite, calcare = K (Silurian + Gedinnian)
- Filite, șisturi sericito-cloritoase, cuarțite
- Amfibolite, micașisturi, cuarțite micacee

PROTEROZOIC SUP. (RIPHEAN)
- b. Șisturi verzi
- a. Seria mesozonală: cuarțite, amfibolite, micașisturi

ROCI METAMORFICE DE CONTACT
- Corneene

ROCI ERUPTIVE
- a) EFUSIVE
- d. Diabaze
- Porfire, porfire cuarțifere, porfire felsice etc.
- b) INTRUSIVE
- Granite alcaline (posterioare Formațiunii de Carapelit)
- Granite gneisice (probabil anterioare Formațiunii de Carapelit)

- a. normal / b. deversat — Ax de anticlinal
- Ax de sinclinal
- Punct fosilifer
- Linie de încălecare
- Linie decroșare
- Falie
- 15 — Direcția și căderea stratelor
- Strate verticale
- Strate orizontale
- Direcție de profil

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

37. Pascu R. Studii geologice şi miniere în Jud. Tulcea (Dobrogea). Bucureşti, 1904.
38. Peters K. Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Deutschr. d.k. Ak. der Wiss.* Wien 1867.
39. Petrascheck W. Uber Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. *Jb. geol. R.A.* Wien 1903.
40. Riedel L. Zur Stratigraphie und Faciesbildung in Oberenemscher und Untersenon am Südrande des Beckens von Münster. *Jb. Preuss. Geol. Land.* Berlin 1930.
41. Rotman D. Masivul eruptiv de la Greci. *Anu. Inst. Geol. Rom.*, tom VII, 1917.
42. Samsonovici I. Despre Precambrianul superior (Rifean) din Polonia. *Rev. Ref. Geol. Geogr.*, 6, 1957.
43. Savul M. Porfirele cuarţifere din regiunea Meidanchioi—Consul. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, tom XX, Bucureşti 1931—1932.
44. Simionescu I. Asupra Cretacicului superior din împrejurimile satului Başchioi. *Anu. Inst. Geol. Rom.*, Bucureşti 1910.
45. Simionescu I. Jurasicul de la Cîrjelari. *Anu. Inst. Geol. Rom.*, vol. IV, Bucureşti 1913.
46. Simionescu I. Le Néocretacé de Babadag. *Bull. Sect. Sc. Ac. Rom.* Tome II 1913—1914.
47. Simionescu I. Aperçu géologique sur la Dobrogea. *Guide des excursions.* Bucureşti 1927.
48. Toula Fr. Eine geologische Reise in der Dobrudscha. Wien.
49. Woods H. The Cretaceous Lamellibranchia vol. II, partea VII, VIII, IX, London 1904—1913.

ВЕРХНИЙ МЕЛ И ФУНДАМЕНТ БАССЕЙНА БАБАДАГ

О. МИРЭУЦЭ, Е. МИРЭУЦЭ

(Краткое содержание)

Бассейн Бабадаг сформирован из верхнемеловых слабоскладчатых отложений, залегающих несогласно над древними геосинклинальными усиленноскладчатыми формациями с дигитациями к СВ. В фундаменте бассейна были выделены 3 зоны: — зеленых сланцев, палеозойская (Мунций Мэчин) и триасовая — зоны.

В первой части работы авторы описывают складчатый фундамент окаймления бассейна и фундамент выступов его внутренней части, а вторая часть посвящена исследованию верхнего мела.

Фундамент. Зеленые сланцы представляют древнюю формацию, возможно докембрийского возраста, слабо метаморфизованную, составленную из чередования сланцев и граувакк, в которых глинистая матрица была хлоритизирована, придав породам зеленый цвет. Из под зеленых сланцев, в антиклинали Башпунар-Чамурлия де Сус, на северной части зоны Зеленых сланцев, были выявлены выходы на дневную поверхность слюдяных сланцев, амфиболитов, кварцитов и серицито-хлоритовых сланцев.

Institutul Geologic al României

В палеозойский период была выделена следующая стратиграфическая последовательность: 1 — серия нижне-филлито-кварцитовая кембрийского (?) ордовикского возраста (1500); 2. серия серых глинистых силурийских сланцев (1000 м), которые были захвачены двумя уровнями серых известняков; 3. нижнедевонская ископаемоносная серия (кварциты, глинистые сланцы, известняки и 4. Карапеллитовый комплекс (нижнекаменноугольный период). Последняя формация залегает несогласно над различными более древними сериями, мощностью в 1500 м. в которой был выявлен нижний конгломератовый и верхний — сланцев и литиевых граувакк. Из под филлито-кварцитовой серии, в зоне древних гнейсовых гранитовых инъекций, был установлен выход на дневную поверхность явно метаморфизованных пород, какими являются амфиболиты (многие из которых происходят из базитовых инициального магматизма), слюдяные сланцы и слюдяные кварцитовые сланцы.

Палеозойские отложения — сжато складчаты и пересечены многочисленными гранитными телами. Ясно оконтурены две синклинали, заполненные карапеллитовой формацией и две антиклинальные зоны с ядрами происшедшими из отложений нижней филлито кварцитовой серии. Западная синклиналь наддвинута над зелеными сланцами. В этой зоне в Кыржеларь было установлено наличие нескольких чешуйчатых складок, в составе которых приняли участие палеозойские и триасовые отложения.

Настоящая структура палеозойской зоны является результатом включения новой каледонской складчатости, происшедшей в нижнем девоне, будучи сопутствуемы частичной метаморфизацией отложений и гранитными и порфиритовыми инъекциями, и также включения герцинских движений судетской фазы посткарапеллитовой формации, после которой последовало ставление на место гранитного щелочного массива (Сакар Баир) и порфира (Кыржеларь и Камена). Палеозойская складчатость была возобновлена в древнем киммерийском орогенезисе, когда было закончено тектоническое нарушение обратного сброса-сдвига Печеняга-Камена — севера зоны зеленых сланцев, а также и обратного сброса-сдвига Лункавица — Консул между палеозойской и триасовой зонами.

Триасовая зона заключает в фундаменте филлиты и нижнепалеозойские кварциты, граниты и порфиры. Триас начинается конгломератами, аркозами и красными песчаниками (верфенский),продолжаются красными аммонитовыми известняками (анизийский) и серыми стратифицированными известняками (ладинский). В верхнем триасе (возможно и в лейасе) была выявлена флишевая фация (Слои Налбант). Выходы диабазов были выявлены в верхней части ладинских известняков, а в Д. Консул установлено наличие ладинских порфиров. Серые ладинские известняки, Слои Налбант

Institutul Geologic al României

и лейасовые отложения выходят на дневную поверхность и в зоне Кыржеларь Камена между зелеными сланцами и палеозойской зоной. В триасовой зоне выделяются с тектонической точки зрения чешуйчатые складки в западной части (Башкиой, Консул) и широкие складки — на востоке. Эти складки генерированы в древнем киммерийском орогенезисе лейаса.

Верхний мел Бассейна Бабадаг составлен из эпиконтинентальных (шельф), неритовых и береговых отложений, являющихся результатом соединения в различных пропорциях, через седиментацию, известнякового, кластического и органогенного материалов. Преобладают известняковые, песчанистые, мергелистые и конгломератовые породы, которые содержат иногда линзы силексов.

Общая мощность верхнемеловых отложений бассейна составляет 300—350 м. На основании палеонтологических и литологических данных авторы установили следующие стратиграфические подразделения: сеноман, турон и нижний сенон.

Сеноман (100 м) содержит в нижней части конгломератовые известняки и беловато-желтые песчанистые известняки, а в верхней части — серые известняковые мергеля. Из отобранной фауны упоминаются следующие виды: *Inoceramus crippsi* Mantell, *Neohibolites* cf. *ultimus* d'Orb., *Alectryonia carinata* Lamk., *Inoceramus virgatus* Schluth. (= *Inoceramus laevigatus* Leym.)

Турон (150 м) следует в продолжении седиментации над сеноманом и содержит у основания желтоватые песчанистые сыпучие, полосчатые известняки с *Inoceramus labiatus* Schloth и *Inoceramus hercynicus* Petr., а в верхней части содержит белые песчанистые известняки с *Inoceramus Costellatus* Woods, *Inoceramus waltersdorfensis* Andert. *Inoceramus schloenbachis* I. Höhi, *Inoceramus wandereri* Andert.

Нижний сенон (1% — 150 м), который следует также в продолжении седиментации, будучи представлен тремя фациями: побережно-конгломератовой, известняково-песчанонеритовой и мергелисто-известняковой — более глубокого моря. Фауна эхиноидей, аммонитов и иноцерамов указывает на коньякский подъярус и возможно на сантонский: *Micraster cortestudinarium* Goldf., *Barroisiceras haberfelneri* Hauer, *Peroniceras subtricarinatum* var. *tridorsatum* Schluth., *Inoceramus regularis* d'Orb., *Inoceramus inconstans* Woods.

В некоторых окраинных зонах бассейна произошли ингрессии турона и нижнего сенона опередившие последовательно более древние разновидности залегли непосредственно над фундаментом, изменив в то же самое время фацию в более грубообломочную, тождественную отложениям сеномана.

Institutul Geologic al României

Верхнемеловые отложения Бассейна Бабадаг оконтуривают широкую синклинальную зону, которая осталась открытой на оконечностях подстилая на западе аллювиальные отложения Дуная и настоящие отложения озер Разельма — на В. складки бассейна — платформенного типа. Авторы выделили широкие синклинали, с уклоном крыльев на 10—30°, несимметричные, с ориентировкой ЗСЗ и залегающих кулисообразно, будучи отделены поднятиями и антиклинальными выступами. В центральной зоне бассейна была индивидуализирована на С. брахисинклиналь (Башкиой) и синклиналь — на Ю. (Успения — Башпунарь), отделенные антиклинальным поднятием Жидинилор. Структуры центральной зоны разделены поперечными антиклинальными поднятиями от указанных выше широких синклиналей оконечностей бассейна (Каугаджия — Журиловка и Яила — Сату Ноу).

CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET SOUBASSEMENT DU BASSIN DE BABADAG

PAR

O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ

(Résumé)

Le bassin de Babadag est constitué par des dépôts crétacés supérieurs, faiblement plissés, reposant en discordance sur des formations géosynclinales anciennes, intensément plissées, avec des déversements vers le NE. Dans le soubassement du bassin on a séparé trois zones: la zone des Schistes verts, la zone paléozoïque (monts Măcin) et la zone triasique. La première partie du travail comprend la description du soubassement plissé du bassin et la deuxième partie présente l'étude du Crétacé supérieur.

Le soubassement est constitué par différentes formations anciennes. Les Schistes verts représentent une formation ancienne, probablement pré-cambrienne, faiblement métamorphisée, constituée par des alternances de schistes et de grauwackes, dont la matrice argileuse a été chloritisée; celle-ci confère aux roches une couleur verte. Dans l'anticlinal Başpunar-Ciamurlia de Sus situé dans la partie N de la zone de Schistes verts, au-dessous de ces derniers apparaissent des micaschistes, des amphibolites, des quartzites et des schistes séricito-chloriteux.

Dans le Paléozoïque les auteurs ont séparé la succession stratigraphique suivante: 1, série inférieure phyllito-quartzitique d'âge cambrien(?)-ordovicien (1500 m); 2, série des schistes argileux gris siluriens (1000 m) comprise entre deux niveaux

Institutul Geologic al României

de calcaires gris; 3, série dévonienne inférieure fossilifère (quartzites, schistes argileux, calcaires) et 4, formation de Carapelit (Carbonifère inférieur?). Cette dernière repose en discordance sur diverses séries antérieures, ayant une puissance de 1500 m et renfermant un horizon inférieur conglomératique et un horizon supérieur de schistes et de grauwackes. De sous la série phyllito-quartzitique (dans la zone d'injection des granites gneissiques anciens) apparaissent des roches plus métamorphisées, telles les amphibolites (provenant de roches basiques du magmatisme initial), les micaschistes et les schistes quartzitiques micacés.

Les dépôts paléozoïques sont intensément plissés et traversés par de nombreux corps granitiques. On a contouré distinctement deux synclinaux comblés par la formation de Carapelit et deux zones anticlinales ayant des noyaux formés par les dépôts de la série inférieure phyllito-quartzitique. Le synclinal occidental est chevauché par les Schistes verts. Dans cette zone, à Cîrjelari, on rencontre quelques plis-écailles formés de dépôts paléozoïques et triasiques.

L'actuelle structure de la zone paléozoïque est le résultat des plissements calédoniens récents ou hercyniens anciens — accompagnés par le métamorphisme partiel des dépôts, ainsi que par des injections granitiques et porphyriques — et des plissements hercyniens de la phase sudète — postérieure à la formation de Carapelit-suivie par la mise en place du massif granitique alcalin (Sacar Bair) et des porphyres (Cîrjelari et Camena). Les plis paléozoïques ont été repris pendant l'orogénèse cimmérienne ancienne, lorsque a pris une forme définitive la faille inverse Peceneaga-Camena, située au nord de la zone des Schistes verts et la faille inverse Luncavița-Consul, située entre la zone paléozoïque et la zone triasique.

La zone triasique comprend dans le soubassement des phyllites et des quartzites paléozoïques inférieurs, des granites et des porphyres. Le Trias débute par des conglomérats, des arkoses et des grès rouges (Werfénien) et continue par des calcaires rouges à ammonites (Anisien) et des calcaires gris stratifiés (Ladinien). Pendant le Trias supérieur (probablement aussi au Lias) on remarque un faciès Flysch (Couches de Nalbant). Des coulées de diabases on rencontre à la partie supérieure des calcaires ladiniens et à Dealul Consul apparaissent des porphyres ladiniens. Les calcaires gris ladiniens, les couches de Nalbant et les dépôts liasiques ont été rencontrés également dans la zone de Cîrjelari-Camena, entre la zone des Schistes verts et la zone paléozoïque. En ce qui concerne la tectonique de la zone triasique, signalons des plis-écailles à l'Ouest (Bălcescu, Consul) et des plis larges à l'Est. Ces plis ont été élaborés pendant l'orogénèse cimmérienne ancienne (Lias).

Le Crétacé supérieur du bassin de Babadag est constitué par des dépôts épicontinentaux (de plate-forme continentale) néritiques et littoraux, résultés du mélange — en diverses proportions — par sédimentation du matériel calcaire, clastique et organogène. Y prédominent les roches calcaires, gréseuses, marneuses et conglomératiques renfermant parfois des lentilles de silex.

Institutul Geologic al României

La puissance totale des dépôts crétacés supérieurs dans le bassin atteint 300—350 m. Les unités stratigraphiques identifiées suivant les données paléontologiques et lithologiques sont: le Cénomanien, le Turonien et le Sénonien inférieur.

Le Cénomanien (100 m) comprend à la partie inférieure des calcaires conglomératiques et des calcaires gréseux blanc-jaunâtres et à la partie supérieure, des marnes calcaires, grises. De la faune prélevée mentionnons: *Inoceramus crippsi* MANTELL; *Neohibolites* cf. *ultimus* D'ORB.; *Alectryonia carinata* LAMK.; *Inoceramus virgatus* SCHLÜTH. *(= Inoceramus laevigatus* LEYM.*)*.

Le Turonien (150 m) repose en continuité de sédimentation sur le Cénomanien et comprend — à la base — des calcaires gréseux, jaunâtres, friables, rubanés, à *Inoceramus labiatus* SCHLOTH et *Inoceramus hercynicus* PETR., et à la partie supérieure des calcaires gréseux, blancs, à *Inoceramus costellatus* WOODS, *Inoceramus waltersdorfensis* ANDERT, *Inoceramus schloenbachi* I. BÖHM, *Inoceramus wandereri* ANDERT.

Le Sénonien inférieur (100—150 m) qui suit également en continuité de sédimentation, revêt trois faciès: l'un littoral-conglomératique, l'autre gréso-calcaire néritique et le troisième marno-calcaire, de mer plus profonde. La faune d'échinides, d'ammonites et d'inocérames indique le Coniacien, probablement aussi le Santonien: *Micraster cortestudinarium* GOLDF., *Barroisiceras haberfelneri* HAUER, *Peroniceras subtricarinatum* var. *tridorsatum* SCHLÜTH., *Inoceramus regularis* D'ORB., *Inoceramus inconstans* WOODS.

Certaines zones marginales du bassin ont connu des ingressions du Turonien et du Sénonien inférieur, lesquels en dépassant successivement les termes plus anciens viennent reposer directement sur le soubassement, revêtant en même temps un faciès plus grossier, similaire à celui du Cénomanien.

Les dépôts crétacés supérieurs du Bassin de Babadag contourent une large zone synclinale qui reste ouverte aux extrémités plongeant sous les alluvions du Danube à l'W et les dépôts actuels du lac Razelm à l'E. Les plis du bassin sont du type de plate-forme. On y distingue de larges synclinaux à flancs inclinés de 10—30°, asymétriques, orientés WNW, disposés en coulisse et séparés par des surélévations et des seuils anticlinaux. Dans la zone centrale du bassin est individualisé un brachysynclinal au N (Bălcescu) et un synclinal au S (Uspenia-Başpunar) séparés par l'anticlinal de Jidini. Ces structures sont séparées par des élévations anticlinales transversales des deux larges synclinaux situés aux extrémités du bassin (Caugagia-Jurilofca et Izvoarele-Traian).

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚIUNI LA STUDIUL STRATIGRAFIC AL DEPOZITELOR EOCENE DIN DOBROGEA

CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA FAUNEI DE NUMULIȚI ȘI ASILINE[1])

DE

GH. BOMBIȚĂ

Introducere. Ivirile de calcar numulitic din Dobrogea au constituit, încă dela descoperirea lor, obiect de studiu pentru geologii care au lucrat în jumătatea de sud a regiunii. Într-o excursie din anul 1881 în Dobrogea, SABBA ȘTEFĂNESCU identifică deschideri de calcar cu numuliți la localitatea Cetate (Azarlîc) și anunță descoperirea în anul următor în « Revista științifica » (60, p. 361—362) [2]). În 1890, GR. ȘTEFĂNESCU regăsește acest calcar și îi face prima cartare, considerîndu-l de vîrstă eocenă.

În « Notă preliminară asupra constituției geologice a Dobrogei » (1896), VICTOR ANASTASIU (4, p. 601) examinează mai îndeaproape acest depozit și prezintă, cu concursul lui MUNIER-CHALMAS, următoarea asociație: *Nummulites distans*, *Nummulites irregularis*, *Nummulites guettardi*, *Nummulites biarritzensis*, *Orthophragmina* sp.

Încercînd o orizontare în Eocenul de la « Enisemli—Hazarlîk », VICTOR ANASTASIU distinge, după fauna de numuliți, « două diviziuni » și anume: strate corespunzînd părții superioare a Eocenului inferior, cu *N. biarritzensis* și *N. guettardi* și strate corespunzînd Eocenului mediu, cu *N. distans* și *N. irregularis*.

În anul 1897, în teza sa de doctorat, SABBA ȘTEFĂNESCU (59, p. 66—67) revine asupra calcarului numulitic de la Cetate, făcînd cîteva considerațiuni de ordin petrografic și stratigrafic. Autorul face o apropiere între această ivire de calcare numulitice și cele cunoscute la Varna și în Crimeia.

Comparînd asociațiile întîlnite în Numuliticul din Depresiunea Getică cu aceea de la Cetate—Lespezi (Azarlîc—Techechioi), I. POPESCU-VOITEȘTI (46, p. 323—324 plasează pe aceasta din urmă în Lutețian—Auversian.

[1]) Lucrare susținută în sesiunea de comunicări a Institutului de Mine din București în mai 1956.

[2]) Prima mențiune asupra prezenței Numuliticului în Dobrogea o datorăm lui M. MICHEL (B.S.G.F., II, 13, 1855—1856, pg. 539).

Institutul Geologic al României

Studiile ulterioare, făcute în Dobrogea meridională de GH. MACOVEI (39, p. 56 și 40, p. 111—112), aduc ca o noutate faptul că « depozitele luteţiene se întind mult mai la nord apărînd descoperite pe suprafeţe mult mai întinse » — decît acelea ce se cunoșteau pînă atunci; de asemenea, din aceste studii rezultă că « transgresiunea mării numulitice a început și în Dobrogea odată cu Luteţianul ». Aceste concluzii își au justificare în descoperirea unor depozite eocene în regiunea Cernavodă, pe valea Ceșmelii (40, p. 114). În Luteţianul « de facies marin » de pe valea Ceșmelii autorul identifică, în succesiunea de marne, nisipuri și calcare, speciile: *Nummulites laevigatus*, *Nummulites distans*, *Assilina exponens* alături de *Ostrea vesicularis* remaniată din Senonian.

Mai tîrziu, în 1915, același autor (41, p. 81) distinge două orizonturi în succesiunea depozitelor eocene de la Cetate—Lespezi: unul inferior, constituit din nisipuri și marno-calcare; al doilea, superior, reprezentat printr-un calcar numulitic masiv.

În 1927, I. POPESCU-VOITEȘTI (47, p. 7) include petecul de la Cetate—Lespezi în zona mare a Eocenului platformei prebalcanice împreună cu depozitele « de la vest și nord-vest de Varna, adică de la Belevo, Strazimirovo și de aici pînă la Razgrad ».

În sfîrșit, în ultima ediţie a cursului de Geologie stratigrafică (1954), GH. MACOVEI (43, p. 403—405) revine asupra depozitelor luteţiene de pe valea Ceșmelii arătînd că acestea « sînt formate uneori absolut numai din aglutinarea scoicilor de *Nummulites granifer* » și menţine concluzia după care în Dobrogea « Paleogenul este reprezentat numai prin Luteţian ».

Din 1911 și pînă astăzi alte deschideri de Eocen fosilifer la zi nu au mai fost întîlnite în Dobrogea. În ce privește petecele de calcare numulitice cunoscute, în studiile făcute după această dată și referitoare la structura geologică generală a Dobrogei, sînt menţionate numai datele lui VICTOR ANASTASIU (1896) pentru reg. Cetate—Lespezi și cele prezentate de GH. MACOVEI (1911) pentru Eocenul din valea Ceșmelii.

Sondajele făcute în Dobrogea, în cadrul lucrărilor cu caracter tehnic, au traversat lentile de calcar cu numuliţi, menajate de eroziune, în împrejurimile localităţilor: Constanţa (9, p. 72), Eforie Sud, Canara, Murfatlar (14, p. 157). Este recunoscut faptul că depozitele eocene de pe platforma prebalcanică aflorează și în Bulgaria de nord-est, în regiunea localităţilor Belevo, Șumen, Provadia și Tîrnovo.

După determinările lui MUNIER-CHALMAS, primele studii asupra numuliţilor din această regiune au fost făcute de H. DOUVILLÉ (21, p. 266—267) pe un material colectat la Devna. Asociaţia studiată cuprinde speciile: *Nummulites distans*, *Nummulites pratti*, *Nummulites subirregularis*, *Nummulites atacicus-guettardi*, *Assilina praespira*, *Operculina canalifera* și *Orthophragmina archiaci*.

H. DOUVILLÉ consideră această asociaţie, împreună cu aceea aflată în colecţia Verneuil provenind din Crimeia și determinată de către DESHAYES (1837) și D'ARCHIAC (1853), ca fiind identică cu fauna de la Bos d'Arros, aparţinînd Luteţianului inferior.

Institutul Geologic al României

Geologii bulgari P. Gocev (1926, 1933, 1935, 1937) și V. Țancov (1936, 1940, 1941), care au reluat studiul detaliat al acestor depozite (15, p. 170—171), disting trei orizonturi:

Orizontul inferior este constituit din nisipuri argiloase, cenușii-gălbui sau galben-verzui și marne nisipoase. Acest nivel are aproximativ 25—30 m grosime, conține glauconit, iar fauna lui cuprinde pe *Nummulites murchisoni*;

Orizontul mediu este reprezentat prin nisipuri cenușii-albicioase, cuarțoase, și gresii cuarțitice cenușii în grosime de 40 m, cu *Assilina praespira* și *Nummulites atacicus*;

Orizontul superior începe cu cîțiva metri de gresii, peste care urmează nisipuri și apoi calcare glauconitice cu numuliți și asiline *(N. distans, N. pratti, Ass. placentula)*. În Bulgaria acest orizont superior, fiind în cea mai mare parte erodat, este și cel mai puțin răspîndit, dar, în același timp, cel mai constant din punct de vedere litologic.

La Tîrnovo orizontul superior este foarte slab dezvoltat. Aici Eocenul începe cu gresii cenușii, glauconitice, continuă cu nisipuri argiloase-calcaroase, și sfîrșește cu marne cenușii, local nisipoase. În nisipuri au fost întîlnite speciile: *N. irregularis*, *N. ramondi* și *Ass. exponens*.

Din datele geologice ce privesc Dobrogea de sud putem reține, pentru încadrarea stratigrafică a depozitelor numulitice, elementele ce privesc culcușul și acoperișul lor.

Victor Anastasiu nu dă nici o indicație asupra depozitelor pe care repauzează calcarele dela Cetate—Lespezi, arătînd numai (4, p. 601) că « Numuliticul suportă în această localitate o puternică formațiune de calcare sarmatice . . . acestea suportînd la rîndul lor loess ». După campania de lucru din vara anului 1911, Gh. Macovei arată (40, p. 112) că « baza etajului nu este descoperită așa că nu putem spune nimic despre natura sedimentelor inferioare, nici despre suportul pe care repauzează ». Asupra descoperirii Eocenului din valea Ceșmelii autorul insistă mai mult (l.c. p. 114) arătînd că în acest punct, deasupra unei suprafețe de abraziune antelutețiană, Eocenul s-a depus sub două faciesuri care apar separate pe cei doi versanți ai văii: pe malul de nord depozite continentale, puternic dezvoltate, reprezentate prin material torențial și acoperite direct de pătura de loess; deasupra lor, pe malul de sud al văii, se desvoltă Eocen marin, acoperit deasemenea de loess, în bază nisipos, colorat galben-roșcat, în orizonturile superioare calcaros-marnos, numulitic. După profilul dat, complexul acesta stă pe Apțian la nord (deschiderile din valea Țibrinului) și pe Albian la sud (deschiderile din valea Carasu, la Saligny). Pe harta 1: 500.000, editată de Institutul Geologic al Romîniei după datele aceluiași autor, Eocenul din valea Ceșmelii este figurat ca fiind suportat de Apțianul continental.

Institutul Geologic al României

Indicațiuni asupra fundamentului Eocenului de la Cetate—Lespezi ne dă de asemenea Gh. Macovei în 1915 (41, p. 81). Autorul constată că aici depozitele luteţiene sînt cuprinse « în axul unui larg sinclinal de gresii cuarțoase, moi, senoniene »; că peste acest Eocen, puternic erodat, Sarmaţianul se întinde acoperind direct cînd orizontul său inferior, cînd pe cel superior.

În anul 1931 Gh. Macovei și I. Atanasiu (42, p. 145—146), citînd deschiderile de Senonian în facies grezos (Maestrichtian și probabil Campanian) din Dobrogea meridională, amintesc și două aflorimente, unul restrîns pe valea Lespezi, altul mai mare pe valea satului Valea Rea (Emișelni). După părerea autorilor citați, fundamentul Eocenului este constituit din depozitele grezoase atribuite Senonianului, așa cum rezultă și din harta Institutului Geologic scara 1: 500.000.

Un fapt interesant este menționat de R. Ciocîrdel în 1953 (14, p. 157) și anume că în sondajul de la Canara, la sud de carieră, forajul a început și a continuat în Barremian pînă la 22 m cînd a trecut în Eocen; de la 59 m a intrat din nou în Barremian pînă la 102 m rămînînd în Jurasic puțin sub această adîncime.

În ce privește raporturile stratigrafice ale Eocenului de pe teritoriul bulgar, judecînd după indicațiile hărții geologice atașată la volumul « Gheologhia na Bulgaria » (15), redactată de Boyan Kamenoff la scara 1: 500.000, depozitele eocene stau pe Cretacic superior (Cenomanian, Turonian, Senonian) la Varna și Provadia, iar spre sud-vest, la Dîlgopol și spre Gabrovo, pe Barremian—Apțian.

De la descoperirea sa, Numuliticul din Dobrogea de sud a fost cartat pe raza a trei sate: Valea Rea, Cetate și Lespezi. Prima cartare (Gr. Ștefănescu 1890) a avut caracterul general al unei recunoașteri. Cea de a doua (Gh. Macovei 1911—1915 . . .) a fost făcută mai amănunțit și a constituit, asupra acestui punct, ridicarea de bază pentru harta geologică a țării 1: 500.000.

În ultimii ani cartarea geologică a Dobrogei de sud a fost reluată de Mircea Chiriac din Comitetul Geologic. Schițele cartografice cuprinse în lucrarea de față sînt reproduse după cartarea detaliată executată de M. Chiriac pe planuri la scara 1: 20.000.

În accepțiunea acestui ultim cercetător și a autorului acestei lucrări, care s-a preocupat deasemenea de raporturile stratigrafice ale depozitelor numulitice din Dobrogea, depozitul eocen de pe valea Ceșmelii, lîngă Cernavodă, stă pe nisipurile verzui, glauconitice, ale Albianului și este acoperit de loess. De altfel puțin mai la sud, pe același versant al văii, Apțianul și Albianul apar în deschideri foarte bune în cîteva cariere de nisip exploatate de localnici. Apțianul este reprezentat prin argile caolinoase, policolore, care includ lentile de nisipuri cuarțoase; Albianul prin nisipuri verzui, glauconitice, uneori cimentate în gresii friabile, cu un orizont de pietriș în bază care în alte aflorimente este cimentat sub forma unui conglomerat mărunt.

Exploatarea nisipurilor apțiene a provocat prăbușiri pe versanții văii Ceșmelii și pornituri ale Albianului pe patul de argilă caolinoasă. Depozitele eocene

Institutul Geologic al României

au alunecat și ele pe pantă și se găsesc astăzi imobilizate la baza ei, deasupra nisipurilor albiene.

La Valea Rea—Lespezi M. CHIRIAC a găsit, în baza calcarului numulitic, patru deschideri de Cenomanian [1]) reprezentate prin gresii friabile, grosiere, de culoare alb-cenușie deschis, cu evidentă stratificație încrucișată, repartizate astfel încît încadrează bine regiunea: prima, la confluența văii Curen cu valea satului Valea Rea, în stînga ceșmelii (cota 80); a doua, la deschiderea văii Nastradinului în valea satului Valea Rea, sub botul dealului Enicula; a treia, la capătul de sud al satului Lespezi, la confluența văilor Lespezi și Mehmedi Culac; în fine, a patra, pe valea Ceairu Dobromirului, în stînga șoselei ce duce la Dobromirul din Vale, sub botul dealului Donlo Esesi.

Trebuie să mai adăogăm că în mijlocul satului Lespezi, la confluența văilor Turbaci și Lespezi, Eocenul stă pe cretă senoniană. Cenomanianul poate fi totuși considerat ca formînd cea mai mare parte a fundamentului pe care se așează depozitul numulitic. Aceasta este situația la Valea Rea—Cetate—Lespezi. Regiunea dela sud de Cetate nu a putut fi cercetată, ea aflîndu-se la sud de granița romîno-bulgară. În toată regiunea Eocenul suportă depozite sarmațiene cuprinzînd, în baza lor, un orizont continuu de argilă verzuie.

În cadrul studiului de față se revizuiește amănunțit fauna de numuliți și asiline conținută în depozitele eocene din Dobrogea, bineînțeles în raport cu experiența destul de recentă a autorului și în raport cu bibliografia avută la dispoziție, în scopul stabilirii unei orizontări cît mai exacte sprijinită pe date paleontologice.

Valoarea stratigrafică a numuliților a justificat preocuparea cîtorva dintre cei mai cunoscuți paleontologi europeni. După generația care a făcut pionerat în acest domeniu [H. DESHAYES (1838), A. D'ARCHIAC și J. HAIME (1850—1853), A. LEYMERIE (1846), M. VON HANTKEN (1872), PH. DE LA HARPE (1880—1883), MUNIER-CHALMAS (1891) etc.,], o a doua serie de autori a stabilit relațiile filogenetice și repartiția stratigrafică a speciilor de numuliți în cadrul Paleogenului [P. PREVER (1902—1912), A. HEIM (1908), J. BOUSSAC (1911), H. DOUVILLÉ (1919—1929), R. ABRARD (1928), P. ROZLOZSNIK (1926—1929), F. BIEDA (1930—1938), M-ME M. DE CIZANCOURT (1930—1948) etc.], sau au scris monografii asupra asociațiilor de numuliți din diferite regiuni [L. DONCIEUX (1926), G. LLUECA (1929), J. FLANDRIN (1938) etc.]. Dintre contemporani cunoaștem preocupările lui W. LEUPOLD (1933—1942), H. E. THALMANN (1938), O. RENZ (1946), H. SCHAUB (1951), G. NEMKOV (1954).

[1]) Cenomanianul, sub același facies, este fosilifer la localitatea Șipote, 10 km E—NE de Valea Rea, unde, după M. CHIRIAC, cuprinde formele: *Holaster nodulosus* GOLDF., *Holaster subglobosus* LESKE, *Paraturrilites cenomanensis* (SCHLÜTER), *Turrilites tuberculatus* BOSC, *Hyphoplites curvatus* (MANTELL), *Sciponoceras baculoides* (MANTELL), *Neohibolites ultimus* (D'ORB.).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIE

Pentru corelarea stratigrafică a depozitelor numulitice din Dobrogea am făcut apel, în special, la două regiuni clasice pentru studiul Paleogenului: Aquitania şi Vicentinul.

Bazinul Aquitaniei şi colinele din Vicentin fac parte din provincia paleogenă mediteraniană, fiind dependinţe ale marelui domeniu mediteranean. Pentru toate regiunile mediteraniene şi alpine, acest domeniu reprezintă centrul de dispersiune al faunei paleogene de numuliţi, asiline, ortofragmine şi lepidocicline.

Afinităţile pe care le prezintă asociaţia de numuliţi din Dobrogea cu faunele din Paleogenul circummediteranian de platformă sînt evidente, astfel încît asupra originii lor comune nu poate fi îndoială. O comparaţie cu bazinul anglo-franco-belgian este mai puţin indicată, întrucît acesta ţine de provincia numulitică septentrională şi cuprinde elementele de faună ale unui centru de populare situat în regiunea Mării Nordului [1]). Aici genurile familiei Nummulitidae au o dezvoltare mai redusă şi provin din elemente migrate din Mediterana prin strîmtoarea denumită « Manche nummulitique » (31, p. 505—508).

REGIUNEA VALEA REA—CETATE—LESPEZI

În perimetrul ce încadrează aceste trei sate (fig. 1) depozitele numulitice acoperă o suprafaţă apreciabilă, oferind o coroană de deschideri pe versanţii văilor Valea Rea la est şi Lespezi la vest, între curbele de nivel de 50 şi 80 m. Văile mai sus numite confluiază larg la nord de dealul Ghioclemeş care este cuprins între ele. Pe valea satului Valea Rea deschiderile cele mai bune, din care am colectat probele pentru studiu, încep pe teritoriul romînesc la cota 82, pe versantul de est, la drum, imediat sub Sarmaţian (pe schiţa cartografică punctul de colectare nr. 4); continuă apoi pe sub deal, pe marginea de nord a satului Cetate (pct. 2), pînă la un punct situat peste drum de ocolul silvic (pct. 1) unde dispar.

Eocenul fosilifer reapare mai jos, pe acelaşi versant ,în facies nisipos cu numuliţi (pct. 12 şi 13) şi dispare înaintea deschiderii de Cenomanian de sub dealul

[1]) După noi, elemente comune cu bazinul anglo-franco-belgian, cel puţin din punct de vedere litologic, are Paleogenul din Transilvania.

Institutul Geologic al României

Enicula. Pe versantul de vest al văii satului Valea Rea, și în continuare pe cel de est al văi Lespezi, numărul mare al ivirilor permite trasarea unei limite continue începînd dela sud de satul Cetate, pe sub dealul Ghioclemeș, pînă la Lespezi (pl. XXIX, fig. 2,3,4,). Deschiderea care ajută la formarea unei idei clare asupra existenței a două orizonturi de calcar numulitic este punctul numit

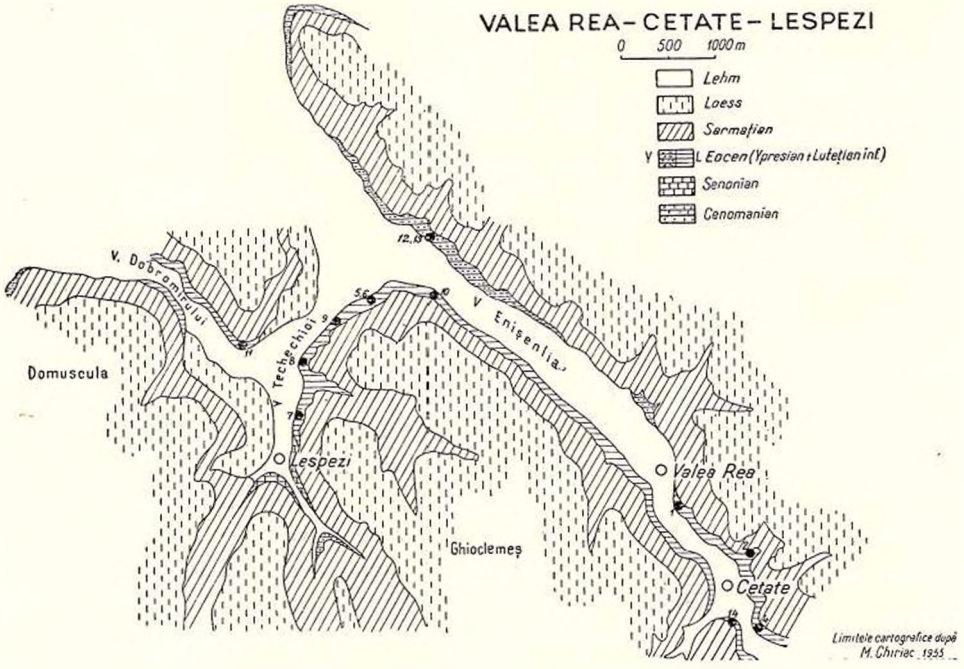


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Valea Rea—Cetate—Lespezi.

„la carieră" (pct. 5,6 și Pl. XXIX, fig. 1) unde sătenii din Lespezi exploatează, la zi, orizontul inferior al calcarului [1]).

Așa cum am arătat mai sus, dela carieră spre sud-vest, deschiderile continuă pe versantul de est al văi Lespezi, în grosimi variind dela 5 la 10 m între curbele de nivel de 65—80 m (pct. 7, 8, 9). Eocenul apare încă pe ambii versanți ai văii Ceairu Dobromirului, sub dealul Domuscula, și peste drum sub pădurea Sitmana (pct. 11).

Pe valea satului Valea Rea stratele eocene apar ușor înclinate (5—7°) spre vest-sud vest, în timp ce pe valea Lespezi, înclinarea este opusă (5—6° est-nord est).

[1]) O parte din construcțiile castrului roman de la Adam-Clisi sînt făcute cu piatră extrasă din carierele acestei regiuni. Pentru monument s-a folosit numai calcar sarmațian.

Institutul Geologic al României

În depozitul eocen de la Valea Rea—Cetate—Lespezi am distins, după constituția petrografică și asociațiile de numuliți și asiline, trei orizonturi.

Orizontul inferior apare la zi numai pe o mică porțiune din versantul drept al văii Enișenlia, între curbele de nivel de 70—80 m, la mijlocul distanței între ceșmeaua din capătul de nord al satului Valea Rea și piciorul dealului Enicula. Orizontul nu depășește 5—6 m de grosime și este reprezentat prin nisipuri verzui, glauconitice. Deschiderile sînt ascunse în iarbă astfel încît nu au putut fi identificate decît urmărind pas cu pas limita inferioară, vizibilă, a depozitelor eocene. Cartografic, acest orizont apare la un nivel superior față de orizontul mediu, grezos, deschis în versantul opus, la carieră. Faptul se explică prin existența unor slabe ondulări mulînd un relief antepaleogen.

Din punct de vedere mineralogic [1]) elementul cu maximă răspîndire în nisipul glauconitic este cuarțul, sub formă de cristale angulare și subangulare cu diametrul cuprins între 0,02—0,03 mm. Se observă deasemenea rare granule rulate de silice diagenetică (opal), alături de spiculi de spongieri monoaxoni, conservați în opal și corodați. În ordinea frecvenței urmează calcitul, sub formă de cristale idiomorfe, romboedrice sau neregulate, angulare și subangulare, de 0,02—0,4 mm. Se întîlnesc destul de frecvent granule de glauconit rotunjite sau lobate și alterate (limonitizate) prin remanierea lor din Albian. Sporadic apar: granat, zircon, biotit, turmalină și titan.

Asociația de numuliți întîlnită în acest orizont cuprinde speciile: *Nummulites globulus* LEYMERIE, *Nummulites exilis* DOUVILLÉ, *Nummulites* cf. *pernotus* SCHAUB.

Aceste trei specii țin, din punct de vedere morfologic, de grupe diferite (54, p. 242—245): *N. globulus* și *N. pernotus* de grupul *N. burdigalensis*, iar *N. exilis* de grupul *N. planulatus*. Avînd toate trei frecvență maximă în baza Eocenului, considerăm că asociația lor indică jumătatea inferioară a Ypresianului.

Echivalăm orizontul inferior numulitic de la Valea Rea—Cetate—Lespezi cu ceeace J. GUBLER și R. POMEYROL (32, p. 437) au considerat la Gan, în zona centrală a Paleogenului Aquitaniei, ca Ypresian inferior.

Orizontul mediu, ca și cel inferior, nu a putut fi observat decît într-o singură deschidere, la cariera de calcar din dealul Ghioclemeș (Pl. XXIX, fig. 1). În acest punct, sub 1,5 m argilă sarmațiană, verzuie, acoperită de 5,5 m loess, orizontul este deschis în front de lucru pe o grosime de 7,5 m, între curbele de nivel de 55—65 m, avînd baza încă nedescoperită. Din punct de vedere petrografic sîntem în prezența unui calcar organogen-grezos, fin, de culoare albă, cu textură compactă și cu structură organogenă-aleuritică. În carieră calcarul este destul de moale astfel că extragerea și cioplirea lui se poate face ușor. Faptul se explică prin existența în strat a unei soluții de bicarbonat de calciu, în peliculă intergranulară, menținută continuu prin

[1]) Am dispus de aceste date prin amabilitatea colegei CLARISA PAPACOSTEA de la Comitetul Geologic care a făcut analiza micropetrografică a eșantioanelor colectate.

Institutul Geologic al României

circulația apelor. Scos din carieră, calcarul se întărește și devine foarte potrivit pentru folosirea în construcție. Aceasta se datorește reducerii bicarbonatului și integrării sale în masa fundamentală de carbonat criptocristalin care cimentează cristalele angulare de cuarț.

În secțiune microscopică se observă abundența granulelor de cuarț cu diametrul de 0,1 mm și uniform repartizate, numeroase foraminifere de talie mică, secțiuni prin numuliți, ortofragmine și, izolat, plăci de echinoderme. Glauconitul apare fie în granule solitare, de 0,04—0,1 mm, fie epigenizînd lojele foraminiferelor. Culoarea sa galben-brună se datorește alterării prin limonitizare.

Trebuie amintite aici două nivele de accidente silicioase, care încadrează orizontul la partea superioară și în baza deschiderii. Este vorba de concrețiuni silicioase, albe, compacte, cu suprafața concoidală. Tratate cu HCl acestea produc efervescență pe alocuri, datorită carbonatului de calciu dispersat. Caracterul de gaize al secțiunii este explicabil, dat fiind faptul că silicifierea a avut loc într-un calcar organogen, detritic, ale cărui elemente componente le regăsim în concrețiuni.

La microscop, în masa fundamentală gălbuie, izotropă, formată în mare parte din opal, se disting spiculi de spongieri monoaxoni și triaxoni conservați în calcedonit, numeroase foraminifere și plăci de echinoderme, parțial sau total silicifiate. În afară de cuarțul detritic, angular, frecvent și uniform răspîndit, se observă prezența izolată a zirconului puternic rulat (remaniat) sau existența sporadică a glauconitului alterat.

În toată grosimea acestui orizont abundă o specie de numulit caracteristică părții superioare a Ypresianului: *Nummulites rotularius* DESHAYES. Mai rar, în partea superioară a orizontului, se găsesc exemplare de *Nummulites praecursor* DE LA HARPE care indică aceeași vîrstă. Deși pentru acest orizont nu avem o asociație bogată de numuliți, totuși i-am atribuit vîrsta Ypresian superior întrucît cele două specii menționate sînt unanim recunoscute ca fiind reprezentative pentru această subdiviziune stratigrafică.

Orizontul calcarului grezos, organogen, de la Valea Rea—Cetate—Lespezi corespunde cu Ypresianul superior dela Gan, reprezentat prin marnele de la « Tuilerie de Gan » (Ypresian superior după GUBLER și POMEYROL 1946; Ypresian pentru DOUVILLÉ 1919); cu Ypresianul terminal care cuprinde faunele de la Berdoulou, Tuilerie de Gan, Gare de Gan precum și fauna suborizontului cu asiline de la Encot (55); cu Cuisianul de la Gan și Bos d'Arros (după O'GORMANN-COSSMANN 1923, JANNET, ARNI 1939).

În Vicentin îi corespunde Ypresianul dela Valdeforte, Valle Grande, Casa Cherpa, Spolverare cu *Nummulites partschi*, *N. planulatus*, *Assilina placentula*, *Discocyclina scalaris*, *Alveolina*, etc.

Facem o rezervă în ceea ce privește corelarea cu calcarul numulitic dela Brusaferri și cu orizontul bazal al calcarului cu alveoline dela Monte Postale (Bolca) pe care SCHWEIGHAUSER (58, p. 29) le consideră ca aparținînd Ypresianului, deși asociația numulitică *(N. pratti, N. murchisoni)* nu sprijină această vîrstă.

Institutul Geologic al României

Faptul că în Dobrogea, ca și în alte regiuni de Eocen mesogean, baza depozitelor eocene corespunde Ypresianului, constituie o dovadă în plus pentru punctul de vedere exprimat de LEUPOLD (38, p. 295—315) și confirmat în 1939 de ARNI (8, p. 149) după care divergențele în ce privește datarea multor specii de numuliți, respectiv în fixarea cronologiei diferitelor orizonturi, se datoresc, în mare parte, presupunerii că Terțiarul începe cu transgresiunea lutețiană. În cele mai multe cazuri această presupunere trebuie părăsită.

Orizontul superior. În afară de cele două deschideri examinate mai sus, toate celelalte observate în regiunea Valea Rea—Cetate—Lespezi țin de orizontul calcarelor lumașelice, numulitice, descoperite acum 75 de ani de SABBA ȘTEFĂNESCU și redescris de toți geologii care au lucrat în Dobrogea (Pl. XXIX, fig. 2, 3). În cariera de la Lespezi placa lumașelică flanchează, în ambele laturi și în poziție de acoperiș, orizontul mediu cu *N. rotularius*. Spre sud limita sa cartografică (în orice caz o limită de eroziune) urcă pe curbele de nivel de 70—80 m. În deschideri, grosimea orizontului variază aproximativ între 3—5 m.

Roca este destul de compactă, albă-gălbuie. La microscop se observă predominanța foraminiferelor mari (numuliți și ortofragmine) cimentate prin carbonat de calciu. Foraminifere de talie mică precum și plăci de echinoderme se disting mai rar. Glauconitul, puțin abundent, apare sub formă de granule izolate, ușor alterate și colorate brun-verzui datorită limonitizării, sau epigenizînd lojele foraminiferelor. În acest orizont se disting două nivele cu faună diferită.

Speciile nivelului inferior, de trecere, sînt:

Nummulites rotularius DESHAYES
Nummulites praecursor DE LA HARPE
Nummulites atacicus LEYMERIE.

Nivelul superior conține următoarele forme:

Nummulites irregularis DESHAYES
Nummulites pratti D'ARCHIAC și HAIME
Nummulites murchisoni BRUNNER
Assilina praespira DOUVILLÉ
Assilina placentula DESHAYES
Assilina spira DE ROISSY
Assilina exponens SOWERBY
Nummulites distans DESHAYES.

Asociațiile menționate arată că acest orizont, care cuprinde cele două nivele, aparține Lutețianului inferior. Deci și în Dobrogea Lutețianul este marcat, de la început, printr-o dezvoltare exuberantă ca asociație de specii, dar mai ales prin numărul mare de indivizi al fiecărei specii, ca de altfel pretutindeni în domeniul numulitic

Institutul Geologic al României

mediteranean. Ca echivalente ale orizontului lumașelic dela Valea Rea—Cetate—Lespezi, în bazinele clasice, sunt de menționat:

În Aquitania, lumașelul cu *Ass. leymeriei* de la Gare de Gan (32, p. 437); așa numitele « marne cu *Xanthopsis* » de la Monfort, conținînd pe *N. irregularis*, *Orthophragmina*, *Discocyclina* (12, p. 217—219); Luteţianul inferior cu *N. laevigatus* de la St. Barthélemy și Peyrehorade sau cu *N. uroniensis* la Ortez.

În Vicentin, calcarul cu *N. atacicus* în baza seriei la Monte Postale; calcarele cu *N. irregularis* de la Brusaferri și Chiampo (27, p. 231); ivirile clasice de la Mossano, Valdeforte, Valrovina, Valle Grande, Cava Zengele constituite din marno-calcare cu *N. millecaput*, *Alveolina* și *Discocyclina* (58, p. 30).

DESCHIDEREA DIN VALEA CEȘMELII (CERNAVODĂ)

Deschiderea Eocenului din această vale (fig. 2) este de dimensiuni reduse (lungimea ei nu depășește 300 m) și este localizată pe versantul de sud al văii, la aproximativ 1 km nord de satul Ștefan cel Mare, după șeaua care desparte valea Ceșmelii de acest sat (Pl. XXIX, fig. 5).

Așa cum am arătat mai sus, Albianul nisipos, Eocenul numulitic și loessul au alunecat pe argila apțiană astfel încît, în situația în care se află astăzi, deschiderea nu oferă posibilitatea de a stabili o orizontare atît de detaliată ca aceea prezentată de GH. MACOVEI în 1911. Ceea ce am distins, din punct de vedere petrografic, se reduce la trei orizonturi dintre care numai unul numulitic.

Orizontul calcarului numulitic grezos ocupă baza deschiderii și reprezintă partea cea mai importantă a sa. Din punct de vedere petrografic există o asemănare evidentă a acestui orizont cu orizontul mediu al calcarului din cariera de la Lespezi.

Megascopic roca se arată vag stratificată, gălbuie și cu structură organogenă. Masa fundamentală de carbonat aglutinează foraminifere de talie mare (numuliți și ortofragmine) și material clastic anorganic. Acest material alotigen, aleuropsamitic, este neuniform repartizat și reprezentat prin granule rotunjite de cuarț, rareori de microclin. Se observă și plăci izolate de echinoderme. Glauconitul apare frecvent în granule izolate de dimensiuni variind între 0,08—0,5 mm, rotunjite, uneori polilobate, ușor limonitizate.

Elementul dominant al asociației de numuliți îl constituie specia *Nummulites partschi* DE LA HARPE (din punct de vedere morfologic corespondentul granular al lui *N. rotularius*) care indică Ypresianul superior. Mai rar, și localizați aproximativ în nivelul superior al orizontului, se întîlnesc:

Nummulites atacicus LEYMERIE
Nummulites irregularis DESHAYES
Assilina douvillei ABRARD și FABRE
Assilina exponens SOWERBY

Institutul Geologic al României

Assilina spira DE ROISSY și, cu totul excepțional,
Nummulites distans DESHAYES.

Deasupra acestui calcar grezos apar, la același nivel (în sens cartografic), cîteva blocuri reprezentînd unele un calcar organogen poros, altele un calcar recifal, ambele fără numuliți.

În cazul *orizontului calcarului organogen*, roca, de culoare gălbuie, este poroasă și slab cimentată. Elementele constitutive sînt foraminiferele printre care recunoaștem

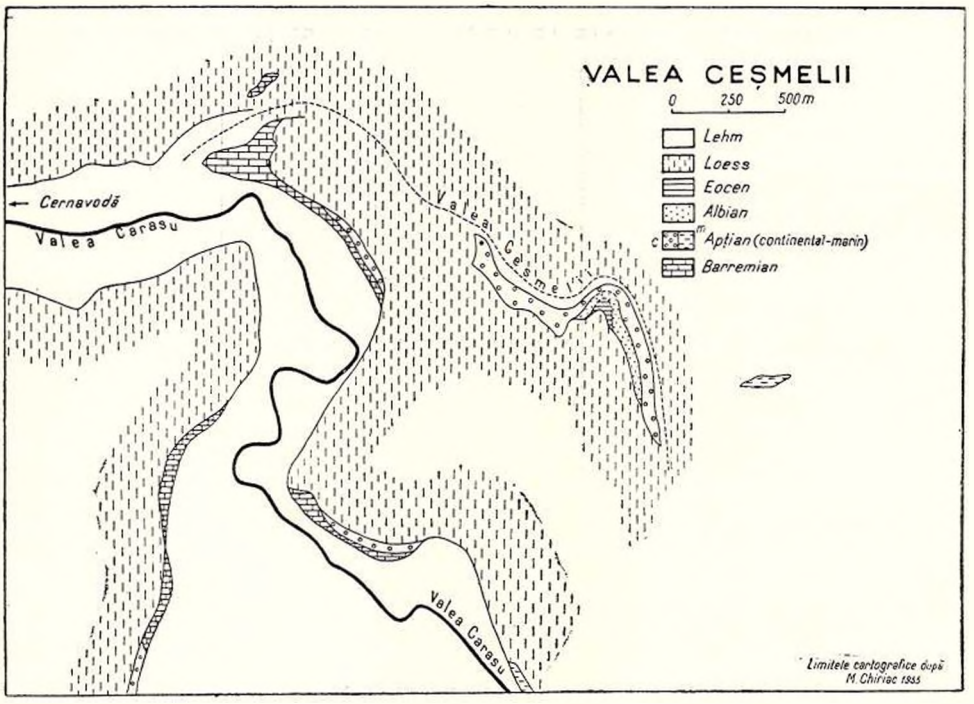


Fig. 2. — Schița geologică a regiunii Valea Ceșmelii.

prezența, destul de frecventă, a miliolidelor. Subordonat cantitativ foraminiferelor apar resturi de briozoare, urme de alge calcaroase (melobesiee) și plăci de echinoderme. Cimentul calcaros este pelicular, microgranular. Pe alocuri resturile organice sînt în atingere directă. Cu totul sporadic apar elemente detritice, angulare, de cuarț și fragmente litoclastice cuarțitice.

Orizontul calcarului recifal, cu textură compactă și pe alocuri vacuolară, prezintă structură organogenă, fiind alcătuit aproape exclusiv din organisme coloniale (probabil corali). În unele zone se observă tendințe de silicifiere prin cuarț microgranular. Cuarțul detritic, angular, apare cu totul sporadic.

Institutul Geologic al României

CONCLUZII

Datele autorilor care ne-au precedat în studiul Numuliticului din Dobrogea și acelea aduse de noi sugerează următoarea interpretare (fig. 3):

Depozitele numulitice din Dobrogea meridonală, împreună cu cele de la Varna și din Crimeia, sînt cîteva din zonele de ivire la zi a Paleogenului în facies de platformă epicontinentală, reprezentînd o dependință euxinică a domeniului mesogean.

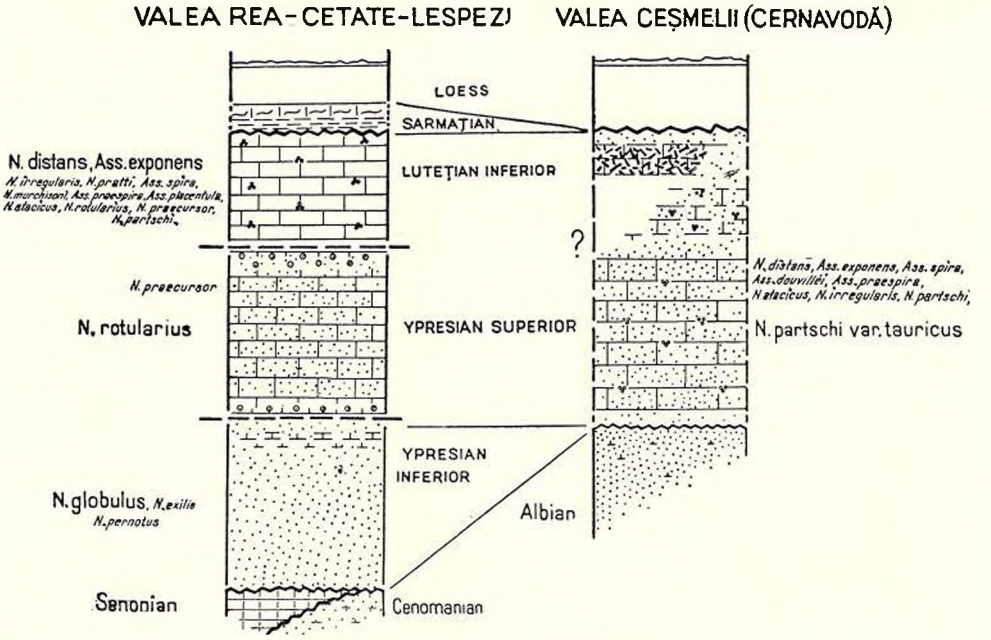


Fig. 3. — Schița coloanelor stratigrafice din Paleogenul Dobrogei.

Succesiunea de exondări și imersiuni începută în Apțian a făcut ca etajele Cretacicului mediu și superior să fie erodate în așa fel încît transgresiunea ypresiană să acopere termeni diferiți (Albian în valea Ceșmelii și Cenomanian sau Senonian la Valea Rea—Cetate—Lespezi), remaniind anumite elemente litologice din acești termeni (glauconitul din Albian este remaniat mai întîi în Cenomanian apoi în Eocen [1]).

[1]) Dat fiind caracterul neritic al depozitului, posibilitatea existenței glauconitului ca mineral autigen nu poate fi exclusă.

Institutul Geologic al României

O evaluare a grosimii reale a Eocenului este imposibilă pentru că nu cunoaştem baza Eocenului inferior, nisipos, iar orizontul superior a fost intens erodat în timpul exondării postluteţiene.

Orizontul inferior al Eocenului este format din material detritic, fără intercalaţii argiloase, în care numuliţii apar sporadic; în orizontul mediu, calcaros-grezos, numuliţii ajung să constituie o parte notabilă a rocii, iar în orizontul superior cochiliile sînt aglomerate în aşa măsură încît formează un adevărat lumaşel.

Din această situaţie deducem că regimul marin a evoluat, cel puţin la Valea Rea—Cetate—Lespezi, dela un facies litoral-detritic în Ypresian, la un facies litoral, calcaros-organogen, în Luteţian. În acest ultim interval de timp bentosul de coastă, de apă caldă şi bogată în hrană, a luat o dezvoltare prodigioasă (13, p. 108—118).

Acestei succesiuni litologice îi corespunde o succesiune paleontologică: mai întîi avansarea lentă a Ypresianului inferior cu pătrunderea elementelor lui tipice *(N. globulus, N. exilis, N.* cf. *pernotus)*; apoi succesiunea Ypresianului superior cu abundenţa, pînă aproape de exclusivitate, a lui *N. rotularius* (alături de *N. praecursor*) la Valea Rea—Cetate—Lespezi şi a lui *N. partschi-tauricus* la valea Ceşmelii; în fine, invazia bruscă şi în masă a unei asociaţii aparţinînd Luteţianului inferior cu *N. atacicus, N. irregularis, N. murchisoni, N. partschi, N. pratti, Ass. praespira, Ass. spira, Ass. placentula, Ass. douvillei, Ass. exponens, N. distans.*

Din situaţia deschiderilor la zi apare evident că cea mai mare parte din secţiunea depozitelor eocene din Dobrogea (între 12—14 m) aparţine Ypresianului. Luteţianul reprezintă numai placa superioară de lumaşel numulitic (4—6 m grosime).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PALEONTOLOGIE

Pe măsura perfecționării metodelor de studiu, specialiștii în numuliți și-au manifestat din ce în ce mai evident preferința pentru folosirea caracterelor morfologice interne ca elemente esențiale diagnozei. În această direcție, în evoluția metodei de studiu a numuliților, lucrările lui PAUL ROZLOZSNIK au făcut, în adevăr, epocă. Ne-a fost, deasemenea, extrem de utilă lucrarea lui HANS SCHAUB «Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches», 1951.

Metodă. Punctele din care au fost luate probe în teren se repartizează, de la 1 la 14, pe toată zona de deschideri, după abundența lor în fosile. În rocă cochiliile numuliților s-au păstrat bine. Fosilizarea s-a făcut prin slabă calcitizare a camerelor. Se înțelege că în atare condițiuni observarea morfologiei interne s-a efectuat fără multe dificultăți. Acestea a fost, de altfel, și motivul care ne-a determinat să începem studiul numuliților pe un material colectat din Dobrogea.

Pentru obținerea secțiunilor de studiu la binocular am folosit metoda simplă, dar eficace, a spargerii pe plan ecuatorial prin încălzire și lovire. Decorticările necesare au fost făcute cu acul spatulat. Am folosit de asemenea o soluție slabă de HCl pentru curățarea și punerea în evidență a detaliilor de pe suprafața cochiliei sau, în cazuri potrivite, pentru descoperirea pilierilor profunzi. Desenele au fost executate la binocular cu cameră clară, ordinul lor de mărime fiind reprezentat printr-o scară de 2 mm proectată lîngă desen. Fotografiile au fost făcute cu aparat Leica montat la binocular.

Diametrul cochiliilor A și B a fost luat pe dimensiunea maximă iar diametrul megasferei în interiorul acesteia. Indicii dați în tabele au fost stabiliți pe date alese ca medii reprezentative pentru turul respectiv.

În ilustrarea formelor B, de dimensiuni mari, sunt reproduse numai sferturi de cochilie, atît cît a cuprins cîmpul binocularului. Pentru prezentarea în tablouri a datelor și rapoartelor metrice am adoptat prescurtările latine ale lui H. SCHAUB (56, p. 90):

$$\frac{dm}{di} = \frac{\text{diametru}}{\text{grosime}};$$

Institutul Geologic al României

$\frac{w}{r} = \frac{\text{numărul tururilor}}{\text{rază}}$;

m = diametrul maxim al megasferei (lățimea);

$p = \frac{\text{grosimea lamei spirale în acoperișul camerei}}{\text{înălțimea camerei}}$ (π la ROZLOZSNIK);

$k = \frac{\text{înălțimea camerei}}{\text{lățimea camerei}}$ (x la ROZLOZSNIK);

$l = \frac{\text{pasul unui tur}}{\text{pasul turului precedent}}$ (λ la ROZLOZSNIK).

În legenda figurilor și a planșelor, am notat C—L 1 . . . 14 punctele de colectare a faunei în regiunea Cetate—Lespezi și V.C., în Valea Ceșmelii. În text am prezentat sinonimiile și istoricul fiecărei specii. Cu excepția lui *N. partschi*, am discutat mai puțin diagnozele clasice. Odată recunoscută identitatea tipurilor din Dobrogea cu speciile fixate de autorii consacrați, am trecut direct la descrierea formelor noastre. Datele cuprinse în tabelele metrice privesc exclusiv tipurile din Dobrogea.

Este recunoscut faptul că determinarea exactă a speciilor de numuliți continuă a fi o operațiune dificilă. Ea pretinde experiență îndelungată, material comparativ de colecție, bibliografie bogată și o ilustrație impecabilă.

Avînd o morfologie foarte delicată și labilă (specii, subspecii, varietăți) familia Nummulitidae cuprinde forme a căror studiu, atît în ce privește determinarea propriu-zisă, cît și nomenclatura sau sinonimia lor, prezintă complicații derutante pentru începător.

Am evitat creerea de subspecii sau varietăți noi, chiar cînd aceasta ni s-a părut justificat. Am căutat să folosim la maximum literatura avută la dispoziție și, în măsura puterii noastre de discernămînt, să dăm cele mai potrivite diagnoze de specie. Sperăm ca în viitor să avem ocazia de a corecta, în lumina unei experiențe și a unor cunoștințe mai avansate, eventualele inexactități.

Nummulites

Deși denumirea generică de *Camerina* dată de către BRUGUIÈRE în 1792 are prioritate asupra denumirilor *Nummulites* LAMARK 1801 și *Nummulina* D'ORBIGNY 1825, totuși, Comisia internațională de nomenclatură, la propunerea lui THALMANN, a adoptat în anul 1937, ca nomen conservandum, pe « *Nummulites* », fiind, față de toate celelalte sinonime, cel mai încetățenit în literatura stratigrafică (Numulitic, calcar numulitic, etc.) (56, p. 87).

Dăm, după GALLOWAY (30, p. 415—416), sinonimele generice ale lui *Nummulites*: « *Helicites, vel Nummularius lapis aut Phacites* » GESNER 1758; *Camerina* BRUGUIÈRE 1792; *Nummulites* LAMARK 1801; *Rotalites* LAMARK 1801 — MONTFORT 1808; *Nummulites* MONTFORT ibid.; *Lycophris* MONTFORT

Institutul Geologic al României

ibid.; *Egeon* MONTFORT ibid.; *Nummulina* D'ORBIGNY 1826 — CARPENTER 1862; *Nummularia* SOWERBY 1826; *Nummulita* FLEMING 1828; *Monetulites* EHRENBERG 1855; *Hemistegina* KAUFMANN 1867; *Bruguièria* PREVER 1902; *Laharpeia* PREVER ibid.; *Gümbelia* PREVER ibid.; *Hantkenia* PREVER ibid. *Paronaea* PREVER 1903; *Verbeekia* SILVESTRI 1908.

Nummulites globulus LEYMERIE 1846
(Pl. I, fig. 1—7)

1911 *Nummulites globulus* LEYMERIE in J. BOUSSAC 1911, p. 26—27 (A, B).
1919 *Nummulites globulus* LEYMERIE in H. DOUVILLÉ 1919, p. 54—56, partim. (B).
1929 *Nummulina globula* LEYMERIE in P. ROZLOZSNIK 1929, p. 101, partim. (var. γ).
1951 *Nummulites globulus* LEYMERIE in H. SCHAUB 1951, p. 103—107; fig. 42—52 (A, B); Taf. I, fig. 1 (B).
1951 *Nummulites globulus increscens* nov. ssp., in H. SCHAUB 1951, p. 107—108; fig. 53—58 (A, B); Taf. I, fig. 2 (B)—3 (A).

Atribuim lui *Nummulites globulus* LEYMERIE formele cel mai frecvent întîlnite în orizontul inferior, nisipos-glauconitic, al depozitelor eocene dela Valea Rea—Lespezi.

Istoric. Tipul «*globulus*» a fost stabilit de către LEYMERIE, în 1846, pe material provenind din Corbières şi Montagne Noire. Descrierea sumară şi figuraţia neclară au făcut ca autorii care au urmat să introducă pe *N. globulus* în sinonimii care s-au complicat din aproape în aproape. În 1853 D'ARCHIAC şi HAIME (5, p. 128) trec pe *N. globulus* în sinonimia lui *N. ramondi* DEFRANCE 1825, specie desfiinţată de către H. DOUVILLÉ. În 1908 acest din urmă autor a arătat (22, p. 267) că holotipul formei *N. ramondi* DEFRANCE este o asilină *(Assilina leymeriei)*. În acelaşi timp, DOUVILLÉ reconsideră pe *N. globulus* ca specie independentă.

Pentru BOUSSAC (11, p. 26—27) *N. ramondi* (DEFRANCE), menţinut prin tipurile date de către D'ARCHIAC şi HAIME, este sinonim cu *N. globulus*. Diagnoza dată de acest autor pentru *N. globulus*, «espèce... souvent négligée à cause de sa petite taille», este însă imprecisă şi neilustrată.

Ulterior H. DOUVILLE (23, p. 54—55) adoptă aceeaşi sinonimie *(N. ramondi = N. globulus)* admiţînd, cu rezerva diferenţei de talie, şi posibilitatea alipirii la *N. globulus* a formei *N. rotularius* DESHAYES 1838. Autorul reia descrierea speciei şi figurează din nou tipul *globulus* pe material provenind de la Sainte-Colombe, Mont Cayla *(N. globulus* cu diametrul de 7 mm), Peyroliès, Montberant, Gan, etc. În ceea ce priveşte caracterele interne, figuraţia dată de DOUVILLÉ (Pl. I, fig. 12—17) nu este clară.

P. ROZLOZSNIK examinează exemplare din colecţia DE LA HARPE, provenind din sondajele de la Coussac şi ajunge la concluzia că, după caracterele interne, se pot distinge trei varietăţi de *N. globulus*. Elementele pe baza cărora autorul distinge aceste varietăţi (forma septelor şi a camerelor) sînt, în accepţiunea modernă, caractere de specie. Dacă în ceea ce priveşte grosimea şi forma septelor toate trei varietăţile sînt aproximativ identice, în schimb forma camerelor diferă în sensul că la două dintre varietăţi acestea sînt izometrice sau mai lungi decît înalte (51, p. 101) şi numai la una dintre ele camerele sînt mai înalte decît lungi. Cu acest caracter, alături de celelalte, ultima varietate întruneşte, după noi, elementele pentru identificarea ei cu *Nummulites globulus* LEYMERIE. P. ROZLOZSNIK face totuşi o corectare esenţială descrierii lui DOUVILLÉ. După acesta din urmă la *N. globulus* septele sînt «assez espacées... et fortement arquées»; după ROZLOZSNIK «die von DOUVILLÉ für beide Generationen angegebene starke Krümmung der Septen im allgemeinen nicht zutrifft» (51, p. 101).

Pentru H. SCHAUB (56, p. 103—104) diagnosticul lui ROZLOZSNIK corespunde unei alte specii, *N. pernotus* nov. sp.

Institutul Geologic al României

În ceea ce privește forma megasferică *(N. subglobulus* DE LA HAREE nom. mut. FABIANI 1908 = *N. mamilla* FICHTEL și MOLL —18, p. 830 și 25, p. 39), H. DOUVILLÉ (l.c. p. 57—58) găsește că ceea ce D'ARCHIAC și HAIME au considerat la început (1850) *N. ramondi* var. *minor*, apoi (1853) *N. guettardi*, reprezintă forma megasferică a lui *N. globulus*. Descrierea (lojă centrală foarte mică, spiră strînsă și septe puternic înclinate) cuprinde însă elemente cu totul contrare ideii actuale asupra morfologiei interne a lui *N. globulus* A.

P. ROZLOZSNIK introduce definitiv pe *N. guettardi* în sinonimia lui *N. globulus*. Pe de altă parte, după acest autor exemplarele de *N. globulus* de la Bos d'Arros, prezentate de DOUVILLÉ în planșe (Pl. I, fig. 3), aparțin speciei *N. rotularia* DESHAYES. « Rasa » *globulus-dorogensis*, pe care ROZLOZSNIK încearcă să o impună, are de la început o situație precară prin caracterele care o apropie de *N. variolarius*, specie care aparține Eocenului superior.

H. SCHAUB nu recunoaște forma *N. globulus* A dată de ROZLOZSNIK.

Asupra vîrstei și relațiunilor filogenetice bibliografia nu cuprinde date contradictorii. J. BOUSSAC (l.c. p. 27) plasează pe *N. globulus* în baza Lutețianului. H. DOUVILLÉ (l.c. p. 56) consideră această specie caracteristică Eocenului inferior (Thanetianul stratelor inferioare de la Gan, Ypresianul de la Bos d'Arros). Pentru SCHAUB (54, p. 242—245 și 56, p. 107), *N. globulus* aparține Ypresianului inferior.

În acord cu filogenia lui ABRARD (1, p. 167—172) și în ideea lui SCHAUB (54, p. 242—245), *N. globulus* face parte din grupul: *N. burdigalensis*, *N. globulus* (Ypresian inferior) — *N. globulus*, *N. atacicus* (Ypresian-Lutețian) — *N. incrassatus* (Priabonian) — *N. vascus* (Oligocen).

Descrierea speciei. În fixarea diagnosticului speciei *N. globulus* din Dobrogea am urmat, după cum era și firesc, indicațiile celei mai noi dintre lucrările avute la dispoziție: H. SCHAUB, 1951.

Dificultățile în caracterizarea acestei specii privesc, în special, două forme apropiate pînă la confuzie de *N. globulus*: *N. subplanulatus* HANTKEN și MADARASZ 1872 și *N. subramondi* DE LA HARPE 1883.

Ca diagnostic diferențial, *N. subplanulatus* prezintă megasferă mai mică, spiră mai subțire, cu ușoară creștere a pasului, și septe fără neregularități în curbură sau înclinare. *N. subramondi* are spira subțire, mai strînsă decît la *N. globulus* (cu mai multe tururi pe diametru egal), iar pasul constant pe ultimele tururi. La forma megasferică pasul spirei este de la primul tur mult crescut și rămîne staționar la următoarele.

F o r m a B (Pl. I, fig. 1, 2, 3, 7). Exemplarele colectate în Dobrogea păstrează regulat camere mai înalte decît lungi. Raportul înălțime/lungime al camerelor este în medie 2, putînd varia de la 1,2 la 1,3—2. Septele, puțin oblice și ușor curbate, formează la contactul cu spira din acoperiș un unghi nu prea adîncit. Se pot număra: 8—10 septe pe turul 7; 7—9 pe turul 6; 6—8 pe 5; 6—7 pe 4. Grosimea spirei variază, la același individ, între 1/5 din înălțimea camerei la tururile externe și 1/2 la cele interne. Pasul are creștere mică dar constantă: 1,4—1,5 pentru tururile interne, 1,1—1,2 la cele externe. Excepțional, ultimul tur poate avea pasul mai mic decît penultimul (0,9).

Spira și septele prezintă uneori neregularități, spira prin micșorare bruscă a pasului pe tururile externe, septele prin dedublare sau chiar avortare.

Institutul Geologic al României

Diametrul cochiliilor B variază între 4—7 mm pe grosime de 2—3 mm. Conturul secțiunii axiale este globular-fusiform. Filetele de suprafață sunt simple sau în « S » larg deschis. Exemplare de dimensiune maximă (7 mm) au mai fost întîlnite de către DOUVILLÉ în Ariège. ROZLOZSNIK contestă acestor forme diagnosticul de *N. globulus* și le consideră *N. subplanulatus*.

SCHAUB confirmă pe ROZLOZSNIK, deși afirmația acestuia din urmă nu se întemeiază pe examinarea secțiunii ecuatoriale ci exclusiv pe diametrul cochiliilor

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe în 1/4 din turul					p	k	l
		3	4	5	6	7			
$\frac{5-7}{2,5-3}$	$\frac{6-8}{2,6-3,5}$	5—6	6—7	6—8	7—9	8—10	1/2,5—1/4	1,5—2	1,1—1,5

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe în 1/4 din turul				m	p	k	l
		1	2	3	4				
$\frac{2,5-3,5}{1,8-2}$	$\frac{3-4}{1,5-1,8}$	3—4	5—6	5—7	7—8	0,25—0,35	1/2—1/4	1,5—2	1,2—1,5

F o r m a A (Pl. I, fig. 4, 5, 6). La fel de frecventă în zăcămînt ca și forma B, forma megasferică se remarcă prin alura sa lenticulară, cu pilier central evident, de la care pornesc radiar linii septale simple sau bifurcate, în cele mai multe cazuri drepte. Diametrul obișnuit este 3 mm pe 2 mm grosime. Pe rază de 1,5 mm se numără 3—3,5 tururi; pe 1,2 mm 3 tururi. Megasfera are formă subsferică și măsoară 0,25—0,35 mm, dimensiunea obișnuită fiind 0,3 mm.

Pentru forma de *N. globulus* A întîlnită în Ypresianul superior din Schlierenflysch, cu pasul spirei crescut pe ultimul tur și megasfera măsurînd 0,2—0,32 mm, SCHAUB creiază subspecia *N. globulus increscens*. De aici deducem că, în mod normal, megasfera poate depăși 0,3 mm. Spira reprezintă 1/2—1/4 din înălțimea camerei. Pasul său crește în raport de 1,1—1,3—1,5 dela tur la tur. Raportul înălțime/lățime a camerelor are valoare minimă 1,5 iar maximă 2,2. Septele sînt puțin curbate și slab înclinate.

Institutul Geologic al României

Nummulites exilis Douvillé 1919
(Pl. II, fig. 1—6)

1919 *Nummulites exilis* Douvillé in H. Douvillé 1919, p. 62; fig. 10—12 (B), non 13 (A); Pl. I, fig. 42 (B), fig. 43—45 (A).
1951 *Nummulites exilis* Douvillé in H. Schaub 1951, p. 165; fig. 221—226 (A, B).
1951 *Nummulites exilis robustus* nov. ssp., in H. Schaub 1951, p. 168; fig. 227—230 (A, B).

Istoric. Acest numulit a fost semnalat prima dată de H. Douvillé ca formă comună în Numuliticul din Corbières. Descrierea speciei a fost reluată de către L. Doncieux (Bazinul Aude-Herault, 1926) și R. Buxtorf (Bazinul Ariège, 1930). Nu am avut la dispoziție aceste două lucrări, în schimb am găsit referințe concludente asupra lor în monografia lui H. Schaub (1951).

Prezentînd forma B a speciei, Douvillé (23, p. 62) îi face descriere de sintip accentuînd asupra formei turtite și suprafeței netede a cochiliei; asupra filetelor (vizibile uneori prin transparență) care nu ajung la butonul central, situat de cele mai multe ori în centrul suprafeței cochiliei. Tururile, în număr de 7 pe rază de 6—7 mm, cuprind septe radiare, normale la o spiră larg desfășurată. Secțiunea ecuatorială figurată de Douvillé (fig. 12 p. 64) pune în evidență camere înalte, înguste și destul de drepte.

În ceea ce privește forma A, *N. subexilis*, diagnosticul lui Douvillé este nesigur și insuficient documentat. Descrierea și desenul din text (fig. 13) corespund, după noi, unei forme megasferice de *N. atacicus*.

Schaub este autorul de la care avem cea mai nouă și mai detaliată descriere a formei A. Caracterul principal care acordă formele A și B este creșterea pasului spirei în tururile externe, tocmai ceea ce lipsește în descrierea și figurația lui Douvillé.

Schaub a stabilit, de asemenea, amănunțit și precis, raporturile morfologice și stratigrafice între *N. exilis* A și formele megasferice ale speciilor înrudite, *N. nitidus* și *N. planulatus*, singurele cu care s-ar putea confunda. Acest autor a creat, pe materiale din Schlierenflysch, două noi subspecii, *N. exilis involutus* și *N. exilis robustus*. Pentru ultima dintre acestea Schaub dă ca tip o formă din Ariège, confundată de Douvillé cu « variétés plates de *N. atacicus* à spire lâche et à filets simples qu'il serait difficile de distinguer de certains *N. Murchisoni* » (l.c. p. 68 și Pl. VI, fig. 5).

În 1930 Buxtorf, lucrînd pe același material, adaogă la confuzia de diagnostic și o alta, inerentă, stratigrafică, adăugînd că formele acestea de numuliți apar la începutul Lutețianului (56, p. 170). În accepțiunea lui Schaub (54, p. 242—245) această specie trebuie considerată ca aparținînd Ypresianului. De altfel *N. exilis*, prin subspeciile sale, oscilează puțin pe verticală: *N. exilis involutus* Ypresian inferior, *N. exilis robustus* Ypresian superior.

Descrierea speciei. În Eocenul din Dobrogea *Nummulites exilis* Douvillé a fost întîlnit numai în orizontul inferior, nisipos-glauconitic, dela Valea Rea—Cetate—Lespezi. Prin caracterele externe și interne exemplarele noastre se alătură subspeciei *N. exilis robustus* Schaub, 1951.

F o r m a B (Pl. II, fig. 1, 2, 3, 6). Diametrul cochiliilor variază între 6 și 10 mm pe grosime de 2 mm. Un singur exemplar măsoară 12 mm diametru pe 2,4 mm grosime.

Suprafața este plată cu slab bombament central la unele exemplare. Marginea cochiliei este subțire sau puțin îngroșată. Liniile septale sînt larg ondulate în « S » sau drepte, radiare. Faptul că dintre liniile septale numai cele interne ajung la

Institutul Geologic al României

butonul central l-a determinat pe DOUVILLÉ să facă din *N. exilis* o formă de trecere între genurile *Assilina* și *Nummulites*.

Secțiunea ecuatorială pune în evidență o creștere destul de rapidă a spirei (5 tururi pe rază de 4 mm, 6 pe 5,3 mm, 7 pe 6 mm) dar totuși neconstantă, în sensul că raportul de creștere scade de la interior spre exterior: la o cochilie cu diametru 12 mm raportul tururilor este: 4/3 = 2; 5/4 = 1,6; 6/5 = 1,4; 7/6 = 1,1. Această situație se întîlnește numai la indivizii de talie mare.

Septele au formă caracteristică: drepte, ușor aplecate înainte, suple și ușor curbate la contactul cu spira din acoperiș. Nu am remarcat variațiuni de grosime a septelor. Numărul de 15 septe pe 1/4 din ultimul tur (23, p. 64) ni se pare exagerat. Formele din Dobrogea au numai 10—11 septe pe turul 7, 9—10 pe 6, 7—8 pe 5.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe în 1/4 din turul					p	k	l
		3	4	5	6	7			
$\frac{6-12}{2-2,5}$	$\frac{5-7}{4-7}$	6—7	6—8	7—8	8—10	10—11	1/3—1/5	2—4	2,5—1,5

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe în 1/4 din turul			m	p	k	l
		2	3	4				
$\frac{3}{1,5}$	$\frac{4}{1,5}$	4—5	7	8	0,2—0,3	1/3—1/4	1,6—2,3	1,5—2,3

Ni se par de asemenea exagerate rapoartele date de SCHAUB (56, p. 169) pentru raportul înălțime/lățime al camerelor (4—6) și grosimea spirei/înălțimea camerei (1/4—1/9) cu atît mai mult cu cît chiar pe figurile date de autor acestea nu se verifică întocmai. Nu este exclus însă ca noi să facem o confuzie cu o formă de trecere *N. exilis—N. planulatus*.

La exemplarele colectate din Dobrogea spira reprezintă aproximativ 1/5 din înălțimea camerei la tururile externe și 1/3 la cele interne. Raportul înălțime/lățime a camerelor indică, pentru ultimele 3 tururi, raportul 2—3/1.

F o r m a A (Pl. II, fig. 4, 5). Diagnosticul a ceea ce considerăm *N. exilis* forma A nu corespunde întrutotul datelor lui SCHAUB. De altfel, în Eocenul din Dobrogea forma A este slab reprezentată.

Institutul Geologic al României

Diametrul cochiliei măsoară 3 mm iar grosimea 1,5 mm. Suprafața prezintă filete radiare și, de cele mai multe ori, un pilier central. Pe secțiunea ecuatorială se numără 3—4 tururi pe rază de 1,5 mm. Megasfera este mică (0,2—0,3 mm), semisferică, cea de a doua cameră fiind asemănătoare camerei inițiale ca formă, însă mai scundă. Creșterea pasului constituie caracterul principal al speciei și el apare evident la formele prezentate de noi în desen (tururile 4/3 = 2,3; 3/2 = 1,5—1,6).

Camerele sunt de 1,5—2,3 ori mai înalte decît lungi. Spira reprezintă 1/4 din înălțimea camerei în turul 3 și 1/6—1/7 în turul 4.

Nummulites cf. *pernotus* SCHAUB 1951
(Pl. III, fig. 1—7)

1919 *Nummulites globulus* LEYMERIE in H. DOUVILLÉ 1919, p. 54—56 partim. (B).
1919 *Nummulites Guettardi* D'ARCHIAC in H. DOUVILLÉ 1919, p. 57 partim. fig. 8—9 (A).
1929 *Nummulina globula* LEYMERIE in P. ROZLOZSNIK 1929, p. 100—101 var. α, β, non γ; Taf. III, fig. 32 (B), 36 (A).
1929 *Nummulina globula* LEYMERIE in P. ROZLOZSNIK (NOWACK) 1929, p. 178—180; Taf. III, fig. 15 și 35 (B).
1951 *Nummulites pernotus* SCHAUB in H. SCHAUB 1951, p. 108—111; fig. 59—61 (B), 62—67(A).

Istoric. Această specie, creată de curînd de către H. SCHAUB, cuprinde forme asupra poziției cărora, în cadrul grupului *N. globulus*, a existat multă confuzie.

Am arătat mai sus, la *N. globulus*, că cuplul *N. ramondi* DEFRANCE 1825—*N. guettardi* D'ARCHIAC și HAIME 1853 (= *N. ramondi* DEFR.—*N. subramondi* DE LA HARPE 1883) a dispărut prin introducerea lui în sinonimia lui *N. globulus* LEYMERIE (11, p. 26: *N. ramondi* — *N. subramondi* = *N. globulus*; 23, p. 54—57: *N. ramondi*—*N. guettardi* = *N. globulus*).

SCHAUB, lucrînd pe material din Schlierenflysch și avînd la dispoziție colecția originală a lui DE LA HARPE, găsește însă că *N. ramondi-subramondi*, descris de către DE LA HARPE în Ypresianul din Egipt (34; 35, p. 173—176), trebuie menținut ca specie reală cu caractere net distinctive 56, p. 128). Același autor consideră că o parte din ceea ce D'ARCHIAC și HAIME au prezentat ca *N. ramondi* în 1853 și încă cel puțin o parte din ceea ce, aparținînd acestei specii, fusese introdus de către DOUVILLÉ în sinonimia lui *N. globulus*, alături de tot ceea ce ROZLOZSNIK a considerat, în 1929, ca *N. globulus* A și B, trebuie numit din nou ca specie indepedentă:*N. pernotus*.

În afară de materialul din Schlierenflysch autorul a examinat și a figurat, în acest scop, exemplare de la Cussac, Gan și Coustouge (Aquitania).

Caracterele distinctive între *N. globulus* și *N. pernotus* țin de forma camerelor și de caracterele spirei (56, p. 105).

SCHAUB fixează precis diferențele speciei sale și față de încă alte două forme apropiate: *N. subramondi* și *N. solitarius*.

Descrierea speciei. Între formele aparținînd speciei *N. globulus*, colectate în orizontul inferior, nisipos-glauconitic, al depozitelor numulitice de la Valea Rea—Cetate—Lespezi, am deosebit cîteva exemplare ale căror caractere, în secțiune ecuatorială, se încadrează în specia *N. pernotus*.

Institutul Geologic al României

F o r m a B (Pl. III, fig. 5, 6, 7). Forma B a speciei *N. pernotus* este lenticulară cu diametru de 5—5,5 mm pe grosime de 2,6—3,5 mm. Pilierul central apare evident numai prin decorticare. Liniile septale sunt radiare sau uşor dispuse în vîrtej. În secţiune ecuatorială se numără 7—9 tururi pe rază de 2,5—2,7 mm. Spira reprezintă în medie 1/1,5 din înălţimea camerelor, putînd varia între 1/1 pe tururile interne şi 1/2,5 pe ultimul tur (spiră mai strînsă şi mai groasă decît la *N. globulus*).

Raportul înălţime/lungime a camerelor este esenţial pentru diagnosticul acestei specii: obişnuit 1, el prezintă slabe variaţiuni între 1,2 şi 0,8 indicînd deci camere izometrice, aproximativ rombice. Septele, destul de drepte şi de uşor înclinate, formează la contactul cu spira din acoperiş un unghi puţin profund.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe în 1/4 din turul					p	k	l
		3	4	5	6	7			
5—5,5 / 2,6—3,5	6—7 / 2,2—2,7	4—6	5—6	7—9	7—9	10—11	1/3—3/4	0,8—1,2	1—1,4

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe în turul			m	p	k	l
		1	2	3				
2,2—3 / 1—1,2	3—4 / 1,3—1,6	8—10	16—18	19—21	0,3	1/3—3/4	0,8—1,2	1,3—1,5

F o r m a A (Pl. III, fig. 1, 2, 3, 4). Forma megasferică păstrează caracterele interne ale formei microsferice: camere izometrice, septe drepte şi puţin aplecate, spira de grosime variabilă (obişnuit 1/2 din înălţimea camerelor). Camera iniţială, subsferică, măsoară 0,3 mm, depăşind cu puţin dimensiunea dată de SCHAUB, 0,2 mm. Secţiunea ecuatorială pune în evidenţă 3—3,5 tururi pe rază de 1,1—1,3 mm. Cochilia este lenticulară, cu pilier central evident şi linii septale drepte. Diametrul variază între 2,3 şi 2,9 mm pe 1,2 mm grosime.

În Schlierenflysch *N. pernotus* a fost întîlnit în Ypresian. În Aquitania această specie apare în Ypresianul superior de la Gan, Bos d'Arros şi Cussac sau în Ypresianul inferior dela Coustouge (Corbières).

Institutul Geologic al României

Nummulites partschi

Istoric. Față de ceilalți numuliți întîlniți în depozitele eocene din Dobrogea, stabilirea diagnozei lui *N. partschi* ne-a opus cele mai multe dificultăți. *Nummulites partschi* păstrează relații morfologice foarte strînse cu celelalte specii din grupul său și acest fapt a făcut ca să persiste, pînă în ultimii ani, multă confuzie în caracterizarea specifică și în sinonimia sa.

Tipul *N. partschi*, descris și figurat de către DE LA HARPE în 1880, provine de la Michelsberg lîngă Stockerau, în Elveția.

Ceea ce treizeci de ani mai tîrziu a fost descris de ARNOLD HEIM ca *N. gallensis* a fost apoi reconsiderat de J. BOUSSAC (11, p. 54) ca identic cu « *N. Partschi* » și introdus ca atare în sinonimia acestuia. Astăzi *N. gallensis* HEIM este unanim recunoscut ca specie independentă, caracteristică pentru Luteţianul inferior (56, p. 141; 44, p. 54), astfel încît sinonimia lui BOUSSAC rămîne fără valoare.

În 1919 H. DOUVILLÉ descrie, între speciile noi întîlnite în Eocenul inferior din Aquitania și Pirinei, pe *N. granifer* (23, p. 45) fără a cita însă cel puțin în sinonimie pe *N. partschi* de care acesta se apropie pînă la identitate. Descrierea succintă dată de DOUVILLÉ cuprinde numai caracterele externe ale cochiliei și insistă asupra unuia rămas pînă astăzi esențial pentru determinarea speciei: « cette espèce, de taille relativement grande, atteint fréquemment un diamètre de 14 mm. Dans l'âge adulte, elle ressemble beaucoup à *N. atacicus* par ses filets simples tourbillonants et dépourvus de granules . . . ; aussi a-t-elle été presque toujours jusqu'à présent confondue avec cette dernière espèce. Mais en usant la surface de ces échantillons il este facile de voir que les tours internes présentent des filets frachement granuleux » (l.c.).

P. ROZLOZSNIK (51, p. 115) completează descrierea lui *N. granifer*, analizînd comparativ caracterele interne ale exemplarelor dela Gan, puse la dispoziție de DOUVILLÉ, și a altora provenind din Albania. Autorul maghiar conchide că *N. granifer* este apropiat, prin caracterele interne, de *N. atacicus*, deși nu poate fi considerat decît cu rezerve un corespondent granular al acestuia.

În 1923 L. VONDERSCHMITT reintroduce numele *N. partschi* A și B, iar F. BIEDA, în 1934, stabilește pe de o parte deosebirea între *N. partschi* și *N. gallensis*, iar pe de altă parte identitatea numuliților « *granifer* » DOUVILLÉ-ROZLOZSNIK și « *taurica* » DE LA HARPE[1]) cu *N. partschi* DE LA HARPE-BIEDA. Sinonomia modificată de BIEDA a fost acceptată, cel puțin formal, după 1934, de către o serie de autori printre care GUBLER și POMEYROL (1946), SCHAUB (1951) și NEMKOV (1954).

Ținînd seama de larga variabilitate a ceeace a fost considerat ca reprezentînd specia *N. partschi*, noi nu sîntem pe deplin edificați asupra acestei sinonimii probabil pentru că nu am avut la dispoziție lucrările autorilor L. VONDERSCHMITT și F. BIEDA, dar și din alte motive pe care le expunem, pe scurt, mai jos.

Încercînd să pună ordine în acest grup heterogen ROZLOZSNIK deosebise, în cadrul său, trei specii: *Nummulina granifera* DOUVILLÉ 1919, *Nummulina taurica* DE LA HARPE (= *N. lucasana* DEFR. var. *taurica* DE LA HARPE 1926) și *Nummulina lucasi* D'ARCHIAC (= *N. burdigalensis* DE LA HARPE 1926).

H. SCHAUB, convins formal de valabilitatea sinonimiei VONDERSCHMITT-BIEDA, încearcă să impună specia *N. partschi* față de celelalte sinonime, făcîndu-i o prezentare amplă ca descriere și figurație. Acest autor a avut la dispoziție, pentru comparație, topotipurile lui BIEDA, de la Waschberg (56, fig. 167—168), topotipurile lui DOUVILLÉ « *N. Lucasi* formes mégasferique » de la Gan, puse la dispoziție de W. LEUPOLD (56, fig. 169—170) și un exemplar din Spileccian (Verona—Italia) (56, fig. 171). SCHAUB ezită să declare identice speciile *N. partschi* DE LA HARPE și *N. granifer* DOUVILLÉ, găsind între formele

[1]) *Nummulina taurica* a fost separat ca specie aparte de ROZLOZSNIK în 1929 și reprezintă ceeace DE LA HARPE deosebise, mai întîi (1874) printre numuliții din Crimeia, sub numele de *N. lucasana* DEFRANCE var. *a*, apoi, în 1926 (36, p. 69), pe exemplare de la Pontasieve (Italia), ca *N. lucasana* DEFR. var. *taurica* DE LA HARPE.

Institutul Geologic al României

examinate diferențe de talie, de creștere a spirei și de formă a septelor. Aceste diferențe l-au îndreptățit să distingă două subspecii, *N. partschi partschi* și *N. partschi granifer*, prima distingîndu-se « durch durchschnittlich grösseren Durchmesser, weitere Spirale und stärker wellenförmige Krümmung der Septen », a doua « durch im Durchschnitt etwas engere Spirale, geringeren Durchmesser, schmälere Kammern, sowie durch etwas geradere und aufrechtere Septen » (56, p. 149). În această situație noi ne punem întrebarea: există sau nu identitate între *N. partschi* și *N. granifer*?

N. lucasana var. *taurica*, numită astfel de către DE LA HARPE în 1926, cuprinde numai forme megasferice colectate în Crimeia și la Pontasieve. Pentru revizuirea lor ROZLOZSNIK a examinat, în afară de exemplarele originale de la Sevastopol, încă cinci cochilii microsferice, din aceeași regiune (colecția J. v. BÖCKH). Acest autor ajunge la concluzia că varietatea « *taurica* » posedă caractere distinctive, de specie: *Nummulina taurica* DE LA HARPE.

În diagnoza dată formei B este esențială constatarea după care *Nummulina taurica* (51, p. 116—117 și Taf. II fig. 13, 21, 22, 25; Taf. III fig. 13; Taf. V fig. 11 și 15; Taf. VII fig. 4) este tot atît de apropiat de *Nummulina rotularia* (exceptînd prezența pilierilor) pe cît este *N. lucasi* de *N. globula*. Citățm: « Sie sind, was Grösse und Gestalt anbelangt, von der *N. rotularia* nicht verschieden . . . » (p. 116—117). « Der Verlauf der Septenflügel ist jenem der *N. rotularia* ähnlich . . . » (p. 117). În sfîrșit « Wie im Schwischengerüst, so ist auch in den inneren Merkmalen ein Übergang zur *N. rotularia* bemerkbar » (p. 117).

Forma *N. taurica* A (51 Taf. III. fig. 26; Taf. VIII, fig. 19) nu prezintă față de *N. rotularia* A caractere în măsură să întărească această concluzie, mai ales în ceea ce privește diametrul mare al megasferei sale și pasul crescut al spirei de la primul tur (a se compara în ROZLOZSNIK fig. 22 cu 26, Taf. III).

Pentru noi dificultatea ține de faptul că SCHAUB (l.c.p. 124 și 151), reconsiderînd exemplarele originale din colecția lui DE LA HARPE și urmînd pe BIEDA, desființează pur și simplu pe *Nummulina taurica* (in ROZLOZSNIK) împărțind această specie astfel: forma B la forma nou numită *Nummulites inkermanensis* nov. nom., după localitatea Inkerman din Crimeia unde a fost colectat tipul (51, Taf. II, fig. 13 = 56, fig. 97); forma A (holotip) (51, Taf. III, fig. 26 = 56, fig. 187) este păstrată ca formă megasferică a subspeciei *Nummulites partschi tauricus* DE LA HARPE.

Pe de o parte discuția pe care SCHAUB o face în jurul lui *N. inkermanensis* este sumară; pe de altă parte subspecia *N. partschi tauricus* A, ea însăși, prezintă față de *N. partschi* A deosebiri de valoare superioară gradului taxonomic de subspecie:

« Die Zahl der Granulationen ist jedoch im allgemeinen etwas geringer als beim Typus. Die Embryonalkammer ist etwas grösser . . . und die Spirale ist etwas weiter (56, p. 151). Cu alte cuvinte SCHAUB crează un nume nou, *N. inkermanensis*, precar și fără corespondent megasferic sigur, și o subspecie nouă, *N. partschi* var. *tauricus*, fără corespondent microsferic. Ne punem întrebarea: în această situație poate fi stabilită identitatea între *N. partschi* și *N. tauricus*?

În ceea ce privește pe *N. burdigalensis* (*N. lucasiana* DEFRANCE = *N. lucasi* D'ARCHIAC = *N. burdigalensis* DE LA HARPE) această specie prezintă, spre deosebire de *N. partschi*, în afară de diametrul mai mic al cochiliei și pilieri grupați către polul suprafeței, o spiră mai strînsă, septe drepte sau puțin îndoite și camere mai mult sau mai puțin rombice (23, p. 45; 51, p. 114; 56, p. 116). În acest caz, unicul din cele trei analizate mai sus, diferențele sînt clare și ele exclud posibilitatea unei confuzii, deși după SCHAUB (56, p. 141) cel puțin exemplarele din stratele inferioare de la Gan, descrise și figurate de DOUVILLÉ (23, p. 60—61, Pl. I, fig. 28—31; 25, p. 36, fig. 11, 12 *a—b*) ca *N. lucasi* aparțin lui *N. partschi* A.

Descrierea speciei. Numuliții care domină asociația întîlnită în deschiderea din valea Ceșmelii reprezintă, fără dubiu, corespondenții granulari ai seriei *N. rotularius—N. atacicus*.

Institutul Geologic al României

Adoptăm din punct de vedere sistematic pe H. SCHAUB și cuprindem formele granulate din Dobrogea în grupul *Nummulites partschi*: *N. partschi* DE LA HARPE 1880 (formele cu caractere interne apropiate de *N. atacicus*) și *N. partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE 1926 (formele cu caractere interne apropiate de *N. rotularius*), recunoscînd, în același timp, caracterizarea de specie făcută de ROZLOZSNIK formei *N. taurica*.

Nummulites partschi DE LA HARPE 1880
(Pl. IV, fig. 1—3; Pl. V, fig. 1—4; Pl. VI, fig. 1—5)

? 1919 *Nummulites Lucasi* DOUVILLÉ in H. DOUVILLÉ 1919, p. 59—62, partim. (A).
1919 *Nummulites granifer* DOUVILLÉ in H. DOUVILLÉ 1919, p. 45; Pl. II, fig. 5—8 (B).
? 1929 *Nummulina granifera* DOUVILLÉ in P. ROZLOZSNIK 1929, p. 114—115, partim. (A, B).
1951 *Nummulites partschi* DE LA HARPE in H. SCHAUB 1951, p. 140—153; fig. 12, 159—165 (B), 167—183 (A).
1954 *Nummulites granifer* DOUVILLÉ in G. MACOVEI 1954, p. 105, partim. (A, B).

În afară de deschiderea depe valea Ceșmelii, această specie apare — este adevărat cu totul sporadic — în baza orizontului superior dela Valea Rea — Lespezi, asociat cu *N. atacicus* LEYMERIE.

Forma B (Pl. IV, fig. 1; Pl. V, fig. 1, 2; Pl. VI, fig. 1, 2). Aspectul exterior al cochiliei microsferice este foarte apropiat de al speciei *N. atacicus*. Diametrul său măsoară 11—14 mm pe grosime de 3,5—6,5 mm. Conturul secțiunii axiale este lenticular, ușor fusiform. Numai în rare cazuri pilierii apar distinct pe suprafață. Existența lor a fost pusă în evidență prin decorticări mai mult sau mai puțin adînci sau prin atac cu acid. Liniile septale urmează un traseu în vîrtej sau în larg « S ». Forma și mărimea pilierilor variază foarte mult, chiar la același exemplar: rotunzi, alungiți, colțuroși. Ei sunt dispuși pe filete și apar, uneori, ca îngroșări ale acestora. Diametrul și forma neregulată a pilierilor se accentuiază către marginea cochiliei. Prelungirile lor corniforme (punct de întretăiere a septelor cu spira), orientate în sensul deschiderii cochiliei și apreciate mult de SCHAUB în diagnoză (56, p. 142), sînt suficient de evidente pe exemplarele din Dobrogea.

Lama spirală, în general groasă, reprezintă 2/3—1/2—1/3, rareori 1/4 din înălțimea camerelor. Spira înscrie 11—13 tururi pe rază de 6—7 mm. Pasul său crește puțin (1,1—1,3) pe primele 5—6 tururi și rămîne staționar pe următoarele. Forma septelor variază rar pe tururile externe (bifurcate, mult curbate, deseori vălurite sau neregulat frînte), pentru ca pe tururile interne să devină mai regulate, drepte. Septele prezintă, destul de obișnuit, îngroșări bazale. Camerele sînt în general mai înalte decît lungi. Pe ultimele tururi sînt frecvente cazurile de izometrie sau de creștere exagerată a lungimii. Spre centrul secțiunii cochiliei, camerele au formă de paralelogram puțin aplecat, iar spre marginea cochiliei de seceră mai mult sau mai puțin curbată, cu unghiul postero-superior uneori profund și ascuțit.

Institutul Geologic al României

După caracterele enumerate și în accepțiunea lui SCHAUB, tipul din Dobrogea corespunde subspeciei *N. partschi-partschi* DE LA HARPE, fără apropieri de *N. granifer* DOUVILLÉ (in ROZLOZSNIK). Pentru noi acesta este un motiv în plus pentru a suspecta sinonimia *N. partschi—N. granifer*.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe în 1/4 din turul									p	k	l
		4	5	6	7	8	9	10	11	12			
$\frac{10,5-14,5}{4-6,5}$	$\frac{11-13}{6-7}$	7—8	8—9	9—11	10—11	10—12	10—13	10—12	10—13	15	1/3-2/3	1,3-2	1—1,2

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul					m	p	k	l
		1	2	3	4	5				
$\frac{3,5-4,5}{2-2,5}$	$\frac{3-5}{1,5-2,2}$	3	5	6—8	7—8	6—7	0,3—0,4	1—1/2	1—2	1,1—1,2

F o r m a A (Pl. IV, fig. 2, 3; Pl. V, fig. 3,4; Pl. VI, fig. 3, 4, 5). Cuplul megasferic al lui *N. partschi* din Dobrogea se deosebește de tipurile lui SCHAUB prin spiră mai groasă, reprezentînd, în cele mai multe cazuri, 2/3 din înălțimea camerei (putînd varia însă între 1/2 și 1) și descriind 3—4 tururi pe rază de 1,7—2 mm, sau chiar 5 tururi pe 2,3 mm. Septele sînt drepte în alură generală, formînd un unghi drept cu spira din interior și îndoindu-se scurt la contactul cu spira din acoperiș. Destul de frecvent se observă și septe aplecate. Spira fiind groasă, camerele au formă predominant izometrică. Cazul camerelor mai înalte decît lungi este și el frecvent la unele exemplare. Megasfera, aproape sferică, măsoară 0,3—0,4 mm, depășind această dimensiune într-o largă variabilitate dimensională. SCHAUB recunoaște și el acest caracter figurînd exemplarele originale de la Waschberg, Gan și din Spileccianul veronez.

Printre formele întîlnite în Dobrogea sînt frecvente cele de trecere la *N. partschi* var. *taurica* A. Figura 3 din planșa IV reprezintă un exemplar a cărui spiră se menține în cadrul formei *partschi* propriu-zisă, deși megasfera, prin diametrul său (0,52 mm), indică un caracter clar de var. *taurica*. Există însă și exemplare care dimpotrivă, prezintă spiră largă (caracter de *tauricus*) alături de megasferă mai mică (0,32 mm), proprie formei *partschi*. Pilierii sînt dispuși pe filete, mai groși către centrul cochiliei, și urmăresc traseul radiar, rareori în vîrtej, al acestora.

Institutul Geologic al României

Nummulites partschi var. *tauricus* DE LA HARPE 1926
(Pl. VII, fig. 1—3; Pl. VIII, fig. 1—4; Pl. IX, fig. 1—3; Pl. XXXII, fig. 4)

1926 *Nummulites Lucasana* DEFRANCE var. *taurica* DE LA HARPE in PH. DE LA HARPE 1926, p. 69.
1929 *Nummulina taurica* DE LA HARPE in P. ROZLOZSNIK 1929, p. 115 și 190, Taf. III, fig. 26 (A); p. 116. și 189, Taf. II, fig. 13, 21, 22, 25; Taf. III, fig. 13; Taf. V, fig. 11, 15; Taf. VII, fig. 4 (B).
1951 *Nummulites partschi tauricus* DE LA HARPE in H. SCHAUB 1951, fig. 187 (holotip); Taf. IV, fig. 11—12 (A).
1954 *Nummulites granifer* DOUVILLÉ in G. MACOVEI 1954, p. 405, partim.

Subspecia *Nummulites partschi tauricus* DE LA HARPE (in SCHAUB 1951), a doua formă din grupul *N. partschi*, aceea care domină asociația din valea Ceșmelii, se încadrează, prin caracterele sale interne, în ceea ce P. ROZLOZSNIK a considerat *Nummulina taurica* DE LA HARPE.

Forma B (Pl. VII, fig. 1; Pl. VIII, fig. 1, 2; Pl. IX, fig. 1). Diametrul numulitului atinge maximul de 13 mm, media fiind 8—10 mm. Grosimea măsoară 4—5 mm, excepțional 6 mm. Conturul secțiunii axiale este lenticular. Suprafața cochiliei prezintă filete radiare, slab curbate în « S », uneori în vîrtej și cu îngroșări locale. Pilierii sînt dispuși pe filete, uneori între ele, și au formă sferică sau alungită. Cazurile în care pilierii apar clar pe suprafață sînt rare; de cele mai multe ori descoperirea lor a fost făcută prin decorticare sau prin atac cu acid.

Secțiunea ecuatorială pune în evidență o spiră destul de groasă, reprezentînd 1/2 din înălțimea camerei la tururile mijlocii. Spira înscrie 10—12 tururi pe rază de 4,5—6,5 mm. Pasul său crește pînă la tururile 7—9, apoi rămîne constant.

Forma septelor și a camerelor arată, mai mult decît oricare alt caracter, asemănarea cu *N. rotularius*. Septele sînt drepte, puțin îndoite la contactul cu spira din acoperiș. La exemplarele cu diametru maxim septele de pe tururile marginale sînt scurte și puternic înclinate.

Cochiliile cu diametru mediu au camere izometrice în aspect general, puțin mai lungi decît înalte pe tururile marginale și cu ușoară formă de seceră. Exemplarele cu diametru maxim au camere mult mai lungi decît înalte. Unghiul posterosuperior este ascuțit și, în general, puțin adîncit.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul								p	k	l
		4	5	6	7	8	9	10	11			
$\frac{8-13}{4-5}$	$\frac{10-12}{4,5-6,5}$	6	7	9	8—9	10—11	9—11	8—11	9—10	1/2—1	0,8—1,5	1—1,4

Institutul Geologic al României

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul					m	p	k	l
		1	2	3	4	5				
$\frac{4,5-5,2}{2,3-3}$	$\frac{4-4,5}{2,5-2,6}$	3	3—5	4—6	5—7	7—8	0,5—0,6	1/2—1	0,5—1,5	1—1,3

Forma A (Pl. VII, fig. 2, 3; Pl. VIII, fig. 3, 4; Pl. IX, fig. 2, 3; Pl. XXXII, fig. 4). Caracterele distinctive ale formei A sînt: megasferă mare (0,5—0,6 mm) şi spiră largă de la primul sau de la al doilea tur. A doua cameră este turtită pe megasferă. Pilierii sînt aşezaţi pe filete. La cîteva exemplare se observă dispunerea acestora în spirală. Septele, mai aplecate decît la forma microsferică, dau camerelor o mai accentuată formă de seceră. Diametrul cochiliei este superior mediei date de ROZLOZSNIK (5 mm faţă de 4 mm). Remarcăm cîteva forme cu cameră iniţială foarte dezvoltată (0,65—0,7 mm).

Grupul *Nummulites partschi* DE LA HARPE (= *N. granifer* DOUVILLÉ = *N. tauricus* DE LA HARPE—ROZLOZSNIK) este considerat astăzi caracteristic Ypresianului superior (54, p. 242—245; 56, p. 141). După H. DOUVILLÉ *N. granifer* poate fi întîlnit în Thanetian—Ypresian (Bos d'Arros) şi Luteţian (St. Barthélemy).

În filogenia fixată de R. ABRARD (2; 1, p. 166—167) *N. granifer* reprezintă specia iniţială a seriei *N. granifer* (partea superioară a Eocenului inferior) — *N. uroniensis* (Luteţian inferior) — *N. perforatus* (Luteţian superior).

P. ROZLOZSNIK (51, p. 113—118) consideră speciile *N. granifera* şi *N. taurica* drept corespondenţii granulari ai grupului *N. rotularia—N. atacica.*

Nummulites rotularius DESHAYES 1837
(Pl. X, fig. 1—8; Pl. XXXI, fig. 6; Pl. XXXII, fig. 5, 6)

? 1896 *Nummulites Guettardi* D'ARCHIAC şi HAIME in V. ANASTASIU 1896, p. 601.
1912 *Paronaea rotularia* DESHAYES in P. PREVER 1912, p. 93—95 (B).
1926 *Nummulina rotularia* DESHAYES in P. ROZLOZSNIK 1929, p. 103—106 şi 180—181, Pl. III, fig. 12. 14, 16, 19, 23, 25, 28, 37 (B); p. 106—107 şi 182—183, Pl. III, fig. 2, 22, 34 (A).
1951 *Nummulites rotularius* DESHAYES in H. SCHAUB 1951, p. 125, fig. 111 (B); 112—116 (A).
1951 *Nummulites rotularius praevis* nov. ssp., in H. SCHAUB 1951, p. 125 partim., fig. 117 (B); 118 (A),

Istoric. Identificarea speciei *N. rotularius* B aparţine lui DESHAYES (1837). Prima descriere priveşte exemplarele colectate de VERNEUIL în Crimeia. Iniţial DESHAYES a făcut o descriere succintă şi a ilustrat incomplect noua specie. Acest fapt a făcut ca ulterior autorii care au întîlnit-o să o atribuie lui *N. ramondi* DEFRANCE 1825, specia care, aşa cum am arătat mai sus, a cuprins la un moment dat tot grupul *N. globulus—N. rotularius.*

Astfel, nu este exclus ca în cadrul lui *N. ramondi* din monografia D'ARCHIAC & HAIME (5, p. 128—131) să fie cuprinsă şi această specie, prin exemplarele cu diametru maxim (6 mm).

Institutul Geologic al României

În orice caz, în sinonimia pe care acești autori o prezintă este citat și *N. rotularius*. PH. DE LA HARPE (35, p. 174—175) a cuprins de asemenea pe *N. rotularius* (alături de *N. globulus*) în grupul *N. ramondi* « D'ARCHIAC ».

După ce, în 1908, H. DOUVILLÉ (21, p. 267—268) demonstrează că tipul *N. ramondi* DEFRANCE este o asilină, autorii francezi reintroduc numele de *N. globulus*, iar PREVER reia numele de *N. rotularius* DESHAYES. În 1926, DE LA HARPE (36, p. 32—33) se menține încă în confuzie, considerînd pe *N. ramondi* ca o varietate a lui *N. atacicus*, deși cunoaște noul punct de vedere. ROZLOZSNIK, în studiul său din 1929 (51, p. 103), face o discuție amplă a speciei — după noi cea mai concludentă. Acest autor fixează individualitatea lui *N. rotularius* în cadrul grupului *N. globulus—N. atacicus*. Avînd la dispoziție material din Crimeia (colecția J. v. BÖCKH) ROZLOZSNIK redescrie tipul lui DESHAYES. În examinarea aspectului exterior al cochiliei, ROZLOZSNIK face o constatare interesantă dar, în același timp, contradictorie față de ideia generală asupra caracterelor speciei: « Auf Grund des Zwischengerüstes können unter denselben einfach gestreifte und halb granulierte bis granulierte Formen unterschieden werden, wobei vorderhand nur von den einfach gestreiften die Rede sein soll. Als einfach gestreift haben sich nur drei Exemplare erwisen ». Autorul lasă nelămurită această constatare; probabil că este vorba de o varietate de *N. granifer (= N. partschi)*.

Descrierea și figurația lui ROZLOZSNIK se referă, în afară de materialul din Crimeia (topotipuri: Taf. III, fig. 14, 28), la cel de la Bos d'Arros, de la Tatabanya (« Exemplare mit schmalsichelförmigen Kammern » p. 181. Taf. III, fig. 16, 23, 37), Brusaferri (Taf. III, fig. 19) și Albania (« Exemplare mit breitsichelförmigen Kammern, var. *paucicamerata* », Taf. III, fig. 12 și 25). Exemplarele de la Tatabanya (R. P. Ungară), prin diametrul lor de 10—12 mm. reprezintă o formă « *major* ». Caracterele interne le deosebește totuși de *N. atacicus*, cu care se aseamănă în aspectul general.

H. SCHAUB (56, p. 125—126) întîlnește pe *N. rotularius* « im Oberen Schlierensandstein ». După acest autor sinonimia speciei este îndoielnică chiar în ceea ce privește topotipurile din Crimeia. Autorul revizuiește formele din colecția lui DE LA HARPE, provenind de la Bos d'Arros, și le consideră *Nummulites leupoldi* nov. sp., apropiat de *N. praelucasi* DOUVILLÉ. În materialul colectat în Schlierenflysch, SCHAUB deosebește o subspecie nouă, *Nummulites rotularius praevis*, cu diametru mai mic și cu mai puține tururi pe rază egală.

Evident, întrucît forma B a lui *N. rotularius* a fost separată din *N. ramondi*, forma megasferică a lui trebuie să cuprindă o parte din formele megasferice însoțitoare ale lui *N. ramondi*: *N. guettardi* D'ARCHIAC și HAIME (5, p. 130—131). În această ideie, ROZLOZSNIK (l.c.,p. 106—107) găsește că unele exemplare examinate în colecția Coquand, provenind de la Baccisarai și descrise de către D'ARCHIAC și HAIME ca *N. guettardi*, trebuie repartizate lui *N. rotularius*. ROZLOZSNIK prezintă forme megasferice de la Bos d'Arros (contestate de SCHAUB 1951, pag. 125), *Tatabanya* (var. *major*, Taf. III, fig. 2) și din Albania de sud (Taf. III, fig. 22, 34).

În diagnoza și figurația lui SCHAUB pentru noua subspecie, *N. rotularius praevis* (l.c., p. 127), ne surprinde dimensiunea mare a megasferei (0,3—0,4 mm la trei exemplare) alături de diametrul și grosimea cochiliei mai mici.

În accepțiunea generală, *Nummulites rotularius* reprezintă, filogenetic și stratigrafic, elementul de legătură în linia evolutivă *N. globulus—N. atacicus*. Morfologia sa face ca această plasare să nu întîmpine dificultăți. Prezența lui *N. rotularius* indică Ypresianul (51, p. 106; 56 p. 127; 44, p. 54).

Descrierea speciei. În Dobrogea, în depozitele eocene de la Valea Rea—Lespezi, *Nummulites rotularius* DESHAYES abundă pînă la exclusivitate în orizontul mediu al acestora.

F o r m a B (Pl. X, fig. 1, 2, 3; Pl. XXXI, fig. 6). Secțiunea axială a formei microsferice este lenticulară, uneori puțin globulară, cu diametrul cuprins între

Institutul Geologic al României

6,5 şi 9 mm. Unele exemplare au diametrul de 10—10,5 mm (var. « *major* » la ROZLOZSNIK). Grosimea măsoară obişnuit 4 mm.

Liniile septale au formă de « S » deschis, sînt simple sau, rareori, bifurcate sau trifurcate, şi nu prezintă îngroşări. Prezenţa pilierilor este exclusă, chiar la decorticări adînci. Secţiunea ecuatorială pune în evidenţă o lamă spirală groasă, reprezentînd pe tururile marginale 1/2—1/3 din înălţimea camerelor, iar în interior 2/3, 1, 1,2/1, 1,3/1, excepţional 2/1. La exemplarele cu diametru mic pasul spirei creşte pînă la marginea cochiliei; la formele mari (10—11 mm) se observă pas micşorat pe ultimul şi penultimul tur. Numărul tururilor variază între 8—9 pe rază de 4 mm şi 10—11 pe rază de 4,8—5 mm. La cele mai multe exemplare septele sînt puţin şi în mod regulat curbate, cu uşoară îngroşare bazală, evidentă numai la exemplarele puţin calcitizate. Alteori însă, la exemplarele de talie mare, se observă o accentuată şi neregulată curbare a lor.

Izometria camerelor, cu variaţie între 0,8—1,4, constituie un caracter specific. Forma lor, în funcţie de aceea a septelor, este de patrulater drept în cazul septelor drepte şi lamei spirale groase (la exemplarele mici), sau de patrulater aplecat pînă la forma de seceră, în cazul septelor curbate şi lamei spirale subţiri (către marginea cochiliei la exemplarele mari).

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul							p	k	l
		3	4	5	6	7	8	9			
$\frac{6,5-10,5}{4}$	$\frac{7-9}{3,5-5,2}$	4—5	5—7	6—8	7—9	8—10	9—10	12	0/2—1	0,8—1,3	1,2—1,4

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe în 1/4 din turul					m	p	k	l
		1	2	3	4	5				
$\frac{3,2-5}{2,2-3}$	$\frac{4-5}{1,6-2,5}$	3	4—5	6—7	6—7	7—9	0,2—0,3	1/2—3/4	1—1,5	1—1,5

F o r m a A (Pl. X, fig. 4, 5, 6, 7, 8; Pl. XXXII, fig. 5, 6). Forma megasferică păstrează caracterele generale ale formei microsferice: secţiune axială globular-lenticulară şi dispoziţie radiară a liniilor septale. Diametrul cochiliei măsoară 3,2—4 mm cu 4 tururi de spiră, rareori 4,5—5 mm (var. *major* ROZLOZSNIK) pentru 5 tururi de spiră. Grosimea lamei spirale faţă de înălţimea camerelor (1/2—1—1,2/1)

Institutul Geologic al României

și pasul său (1,2—1,4—1,7) păstrează aceleași raporturi ca și forma B. În general septele sînt mai înclinate decît la forma B și repartizate astfel încît dau camerelor formă izometrică pe tururile centrale și mijlocii; pe ultimul tur camerele sînt sensibil mai lungi decît înalte, de formă rombică, sau aplecate în formă de seceră. Foarte rar se observă, în centrul secțiunii, camere mai înalte decît lungi. Megasfera, mică, măsoară 0,22—0,25—0,3 mm, dimensiune inferioară celei date de Schaub pentru *N. rotularius praevis* nov. ssp.

Nummulites praecursor DE LA HARPE 1883
(Pl. XI, fig. 1—4)

1883 *Nummulites Biarritzensis* D'ARCHIAC var. *praecursor* DE LA HARPE in PH. DE LA HARPE 1883, p. 170 partim., Taf. XXX, fig. 21—28? (B).

1929 *Nummulina atacica* LEYMERIE var. *praecursor* DE LA HARPE in P. ROZLOZSNIK 1929, p. 108—109, Taf, VII, fig. 3; Taf. V, fig. 3? (B).

1951 *Nummulites parecursor* DE LA HARPE in H. SCHAUB 1951, p. 135, fig. 140—151 (B, A).

Istoric. Încă din 1883 DE LA HARPE deosebise, între numuliții colectați în Egipt la Nekeb-el-Farudj și El-Guss-Abu-Said, identificați cu *N. biarritzensis* D'ARCHIAC, varietatea « *praecursor* » pe care o caracterizează astfel: « Die Septa sind häufig an der Basis nicht verdickt, die Kammern meist hoch und rombisch; an ihrem Dach erkennt man deutlich das zurückgebogene Septalblatt . . . » (35, pag. 170).

Revizuind materialul lui DE LA HARPE, ROZLOZSNIK (51, p. 108—109) conchide că *N. biarritzensis* D'ARCHIAC var. *praecursor* DE LA HARPE poate fi cuprins ușor în grupul *N. atacicus* propriu-zis. ROZLOZSNIK adaogă însă că acestei varietăți îi poate fi atribuit mai bine exemplarul etichetat în colecția DE LA HARPE ca « var. *Beaumonti* ». Acesta are septe îngroșate bazal pe tururile interne și camere în formă de seceră, iar pe tururile externe septe regulate, subțiri, adesea drepte și curbate numai în partea superioară, delimitînd camere mai înalte decît lungi. De fapt ambele caracterizări lămuresc insuficient raporturile interspecifice și sînt puțin concludente.

H. SCHAUB, avînd la dispoziție colecția originală DE LA HARPE de la Lausanne, reexaminează holotipul și topotipurile colectate la Nekeb, le descrie și le figurează (56, fig. 140—143) alături de ale sale întîlnite în Ypresianul din Schlierenflysch (fig. 144—151). După SCHAUB (l.c., p. 138) *N. praecursor* se deosebește de *N. atacicus* prin linii septale mai neregulate, prin septe înclinate și mai accentuat curbate. Forma camerelor prezintă neregularități. Megasfera nu pare atît de delicată iar a doua cameră, prin forma ei hemisferică, diferă clar de aceea care îi corespunde la *N. atacicus* și care este turtită pe camera inițială. H. SCHAUB deosebește la *N. praecursor* două subspecii: *N. praecursor alpinus*, cu pasul spirei în creștere regulată și continuă de la primul pînă la ultimul tur, și *N. praecursor ornatus*, formă de trecere la *N. partschi*, amîndouă subspeciile cu diametrul mai mic decît tipul specici.

Descrierea speciei. Forma B (Pl. XI, fig. 1, 2). Diametrul cochiliei măsoară 8—10 mm cu grosimea medie de 4 mm. Secțiunea axială este biogivală-lenticulară. Suprafața cochiliei nu prezintă granulațiuni. Liniile septale sînt simple, radiare la centru și în vîrtej spre marginea cochiliei.

Spira descrie 9—10 tururi pe 4,5—4,8 mm rază. Grosimea sa medie reprezintă 1/2,5 din înălțimea camerei, cu variații între 1/1,5 la tururile mijlocii și 1/3 la turu-

Institutul Geologic al României

rile externe. Pasul creşte pînă la tururile 7—8, apoi scade pe ultimele 1—2 tururi. Septele, şi implicit camerele, păstrează alura grupului *N. atacicus* şi a corespondentului său granular, *N. partschi*: septe uşor îngroşate bazal, puţin curbate, aplecate dela bază şi uşor curbate la contactul cu spira externă.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul							p	k	l
		3	4	5	6	7	8	9			
$\frac{9—9,7}{4—4,5}$	$\frac{9—10}{4,5—4,8}$	4—5	5—7	6—8	7—9	8—9	9	11—12	1/1,5 1/2,5	0,8 1,4	1—1,5

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul				m	p	k	l
		1	2	3	4				
$\frac{4,3}{3}$	$\frac{4}{2—1}$	2—3	4—5	5—6	6—8	0,38	1/2—2/3	1—1,1	1

Camerele sînt în general izometrice, puţin mai înalte decît lungi în centrul cochiliei. Forma lor, în general rombică, poate deveni în seceră cînd septele se apleacă şi se prelungesc exagerat adîncind unghiul postero-superior.

Forma A (Pl. XI, fig. 3, 4). Forma megasferică este caracterizată prin camera iniţială subsferică şi prin camera a doua semisferică. Diametrul măsoară 0,35—0,38 mm.

Lama spirală este mai groasă, însă pasul său nu diferă de acela al speciei *N. atacicus*. Faţă de înălţimea camerei raportul este 1/2—2/3. Septele sînt mai groase, mai aplecate şi cu aşezare mai neregulată. Camerele au formă rombică şi sînt puţin aplecate.

Nummulites atacicus Leymerie 1846
(Pl. XII, fig. 1—3; Pl. XIII, fig. 1—3; Pl. XXXI, fig. 4, 5)

1911 *Nummulites atacicus* Leymerie in J. Boussac 1911, p. 28—32; Pl. III, fig. 15; Pl. V,fig. 14; non Pl. II, fig. 26 (B).

1912 *Paronaea atacica* Leymerie in P. Prever 1912, p. 86—88 (B).

1919 *Nummulites atacicus* Leymerie in H. Douvillé 1919, p. 38, fig. 2; Pl. III, fig. 1—5; non Pl. III, fig. 6 (B).

1919 *Nummulites subatacicus* nov. sp. in H. Douvillé 1919, p. 41, fig. 3; Pl. III, fig. 7—8 (A).

Institutul Geologic al României

1929 *Nummulina atacica* LEYMERIE in P. ROZLOZSNIK 1929, p. 108—109; Taf. III, fig. 1, 5, 11; Taf. VII, fig. 1; non Taf. VII, fig. 3 (B); Taf. III, fig. 24? (A).
1951 *Nummulites atacicus* LEYMERIE in H. SCHAUB 1951, p. 133—135, fig. 137—138 (B); fig. 139 (A).

Istoric. Caracterele acestei specii sînt suficient de distincte pentru ca recunoașterea sa să nu prezinte mari dificultăți. În stabilirea subspeciilor însă există încă neclaritate, datorită variabilității sale largi. Tipul *Nummulites atacicus* a fost fixat în 1846 de către LEYMERIE pe exemplare din Corbières—Montagne Noire. *N. atacicus* a fost descris apoi, în mod destul de exact și detaliat, de către D'ARCHIAC și HAIME în 1853 și DE LA HARPE în 1883. Încă în 1837, apoi în 1846 și 1850, D'ARCHIAC numise *Nummulina biarritzana* (= *Nummulites biarritzensis* 1853) forme apropiate de această specie, comune la Biarritz.

Asemănarea acestor două forme, sesizată încă în 1846 de către D'ARCHIAC, a fost recunoscută fără rezerve, ca identitate, de către BOUSSAC și DOUVILLÉ.

N. atacicus a fost întîlnit frecvent în asociațiile de faună din Corbières și Montagne Noire, bazinul Adour, versantul de nord al Pirineilor, Vicentin, Crimeia, Egipt, Algeria, Madagascar etc.

În 1929 ROZLOZSNIK analizează comparativ caracterele cîtorva tipuri de *N. atacicus* întîlnite în colecțiile clasice. Trei din cele patru tipuri deosebite de acest autor (51, p. 108—109) prezintă deosebiri care, după noi, în forma care sînt prezentate, intră în limitele de variație intraspecifică.

Ca tip al speciei este considerată forma din bazinul Ariège cu septele îngroșate bazal și dispuse înclinat pe tururile interne, ceeace dă camerelor forma rombică. Tipul din bazinul Aude, considerat ca varietate « *depressa* » DE LA HARPE are în prima jumătate a razei camere mai înalte decît lungi, iar în jumătatea externă camere izometrice, rombice. Pe ultimele tururi de spiră, formele de mai sus, mai mult decît celelalte două de mai jos, au pasul scăzut și deseori camere mai lungi decît înalte. Ceea ce a fost considerat ca *N. biarritzensis* var. *praecursor* DE LA HARPE a devenit la H. SCHAUB (1951) specie aparte, *N. praecursor* DE LA HARPE 1883. A patra formă de *N. atacicus* provine din Arabia de sud-est și, fiind granulară, trebue repartizată lui *N. granifer*, deși se contrazice astfel ideia existenței unor varietăți granulare pentru *N. atacicus* (23, p. 41) și *N. praecursor* (56, p. 136—138).

După H. SCHAUB (56, p. 72—73) deosebirea lui *N. atacicus* LEYMERIE, din Eocenul inferior din Corbières și Montagne Noire, față de formele asemănătoare (*N. praecursor* DE LA HARPE din Paleocenul superior—Ypresianul inferior, *N. obesus* D'ARCHIAC din Cuisianul superior sau Lutețianul inferior, *N. biarritzensis* D'ARCHIAC din Lutețianul superior de la Biarritz, *N. beaumonti* D'ARCHIAC din Lutețianul superior) rămîne încă o problemă delicată care, în orice caz, nu trebuie rezolvată în maniera lui J. CUVILLIER (1933), prin ștergerea deosebirilor dintre diferitele specii sau varietăți ale unui grup și prin asimilarea lor la o singură specie.

În convingerea noastră, examinarea secțiunii ecuatoriale limitează posibilitatea confuziei cu cele mai multe dintre speciile citate mai sus. Singur *N. praecursor* păstrează și în secțiune o apropiere de asemenea grad, încît deosebirea față de *N. atacicus*, în cazul cînd ea există, devine chestiune de subtilități morfologice.

Pentru determinarea exemplarelor de *N. atacicus*, colectate în Schlierenflysch, SCHAUB examinează topotipurile originale din Ypresianul din Corbières (56, fig. 137—139). În aceste condiții SCHAUB poate fixa cu toată preciziunea caracterele tipice ale lui *N. atacicus*.

Forma B: septe fine, drepte, frînte numai în treimea superioară, cu îngroșări tipice bazale; camere mai înalte decît lungi pe tururile interne și izometrice, rombice, pe tururile externe.

Forma A: megasferă de 0,4 mm, de formă globulară; a doua cameră scundă și turtită pe megasferă; camere izometrice, septe drepte sau puțin aplecate; pasul, crescut în primul tur, rămîne aproximativ constant pînă la marginea cochiliei.

Judecînd după datele bibliografice (23, p. 41; 2; 1 p. 175; 56, p. 134; 44, p. 54) autorii sînt unanim de acord în a plasa apariția lui *N. atacicus* la partea superioară a Eocenului inferior.

Institutul Geologic al României

Pentru DOUVILLÉ apare contradictoriu faptul că *N. atacicus* a fost întîlnit atît în Eocenul inferior (Corbières și Montagne Noire) împreună cu *N. globulus*, cît și în Eocenul mediu (Biarritz și Chalosse).

SCHAUB încearcă să lămurească această controversă considerînd pe *N. atacicus* (topotipurile dela Corbières) ca aparținînd Eocenului inferior, iar pe *N. biarritzensis* (topotipurile dela Biarritz) — Eocenului mediu.

Considerăm că nu este exclusă o modificare gradată a speciei în intervalul Eocen inferior—Eocen mediu, astfel încît localizarea ei precisă să fie făcută în funcție de asociația de numuliți în cadrul căreia apare.

Descrierea speciei. La Valea Rea—Lespezi *N. atacicus* abundă în baza orizontului superior (orizontul cu *N. distans*). În deschiderea de pe valea Ceșmelii această specie a fost întîlnită foarte rar, printre cochiliile de *N. partschi*.

F o r m a B (Pl. XII, fig. 1; Pl. XIII, fig. 1, 2; Pl. XXXI, fig. 4, 5). Diametrul formelor microsferice din Dobrogea măsoară în medie 10—13 mm, putînd atinge, la cîteva exemplare, maximul de 16—18 mm. Specia depășește obișnuit dimensiunile medii ajungînd la 15 mm (DOUVILLÉ) sau chiar 19 mm (DONCIEUX—ROZLOZSNIK). Grosimea este cuprinsă între 3—4 mm, respectiv 4—4,8 mm. Pe suprafața cochiliei, liniile septale sunt simple, bifurcate sau trifurcate, uneori în vîrtej. Existența pilierilor este exclusă, iar îngroșările pe traseul filetelor sînt rare și puțin pronunțate.

Grosimea spirei prezintă largă variabilitate: ea poate reprezenta 1/3 din înălțimea camerei, de cele mai multe ori 1/2—2/3 și rareori 1/1. Frecvent spira poate varia în grosime, chiar la același individ și pe același tur. Numărul tururilor de spiră, indiferent de mărimea razei, este 11—13. Pasul lor înregistrează o ușoară creștere în primele 5—6, pentru a deveni egal în celelalte, externe.

La formele tip septele sînt subțiri și drepte pe 2/3 din lungimea lor și frînte scurt la contactul cu lama spirală din acoperiș; alteori sînt drepte dar aplecate chiar de la bază. Nu lipsesc nici septele ondulate. În toate cazurile septele sînt prevăzute cu o îngroșare bazală. În general ele păstrează o oarecare regularitate pe tururile interne, pe care o pierd pe tururile externe. Camerele sunt mai înalte decît lungi (1,5—2) pe primele 7—9 tururi; devin izometrice, rombice și aplecate înapoi pe tururile externe. Unghiul postero-superior este adîncit și ascuțit.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul									p	k	l
		4	5	6	7	8	9	10	11	12			
$\frac{11-15}{3-4}$ $\frac{16-18}{4-4,8}$	$\frac{11-13}{5,5-7}$	5—6	6—8	7—8	7—8	8—9	10—11	10—14	11—14	13	1/3—1	1—2	0,8—1,3

Institutul Geologic al României

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul				m	p	k	l
		1	2	3	4				
$\frac{3,5-4,5}{2}$	$\frac{4}{1,8-2,3}$	2–4	3–5	4–6	5–7	0,3–0,4	1/2–1	0,9–1,2	1,3–1

Forma A (Pl. XII, fig. 2, 3; Pl. XIII, fig. 3). Fără a oferi caractere atît de nete ca forma microsferică, cele trei desene date în planșe reproduc limitele de variabilitate ale formei *N. atacicus* megasferică. Diametrul măsoară 3—4 mm. Lama spirală descrie 4 tururi pe rază de 2 mm. Ea nu se arată atît de delicată ca la exemplarele figurate de SCHAUB (fig. 139 a) sau ROZLOZSNIK (Taf. III, fig. 24). Septele păstrează aproximativ aceleași caractere ca și la forma B, delimitînd camere în general izometrice. Megasfera măsoară 0,3—0,4 mm și are formă globulară, tipică. A doua cameră este turtită pe megasferă.

Grupul N. murchisoni—N. irregularis—N. distans—N. pratti

Pentru Lutețian, perioada de dezvoltare maximă a numuliților, grupul *N. murchisoni—N. irregularis—N. distans* este unul din cele mai caracteristice (19, p. 51; 20, p. 21). Condițiile optime care au existat în acest timp explică polimorfismul accentuat al speciilor și suprapunerea frecventă a caracterelor externe sau interne.

Evoluția grupului, stabilită de către R. ABRARD în 1928 (1, p. 165) a fost reluată în 1944 de același autor împreună cu A. FABRE (3, p. 179—186): . . . « *N. murchisoni* n'a pas de descendence, tandis que *N. irregularis* venant de *N. bolcensis* peut évoluer soit vers une forme sans piliers, *N. distans*, soit vers une forme à piliers, *N. millecaput* ».

Respectînd principiul demult stabilit în evoluția morfologică a numuliților, de la tipul primitiv cu spiră largă, la tipul evoluat cu spiră strînsă, se recunoaște că *N. irregularis* constituie specia centrală cu caractere ezitante și limite confuze (3). Problema raporturilor interspecifice din cadrul acestui grup a fost amplu discutată de către P. ROZLOZSNIK (51, p. 130—145) și de către R. ABRARD & A. FABRE (l.c.). Constatările făcute de ROZLOZSNIK, ABRARD & FABRE dau certitudine unui fapt: cu toată variabilitatea largă, seria *N. murchisoni—N. irregularis—N. distans* reprezintă un grup omogen. O ideie clară asupra limitelor de variabilitate ale acestor numuliți nu se poate face decît consultînd colecțiile cu exemplare originale.

Institutul Geologic al României

Nummulites murchisoni BRUNNER 1848
(Pl. XIV, fig. 1, 2; Pl. XV, fig. 1, 2; Pl. XXX, fig. 1—3)

1850 *Nummulina Murchisoni* BRUNNER in RÜTIMEYER 1850, p. 96; Tab. IV, fig. 52, 54, 55 (B)
1853 *Nummulites murchisoni* BRUNNER in D'ARCHIAC și HAIME 1853, p. 138; Pl. VIII, fig. 20—24 (B).
1883 *Nummulites Murchisoni* BRUNNER-*Heeri* DE LA HARPE in DE LA HARPE 1883, p. 150—158; Pl. IV, fig. 9—15 (A), 3—8 (B).
1894 *Nummulites Heeri* DE LA HARPE in P. OPPENHEIM 1894, p. 17—18; Taf. I, fig. 15 (A).
1911 *Nummulites Murchisoni* BRUNNER in J. BOUSSAC 1911, p. 23—25; Pl. IV, fig. 6, (B).
1927 *Nummulina Murchisoni* BRUNNER in P. ROZLOZSNIK 1927, fig. 33 A și 43.
1929 *Nummulina Murchisoni* BRUNNER in P. ROZLOZSNIK 1929, p. 145; Taf. I. fig. 8 (A).
1938 *Nummulites Murchisoni* BRUNNER in J. FLANDRIN 1938; Pl. II, fig. 4 (B), fig. 5 (A).
1944 *Nummulites Murchisoni* BRUNNER-*Heeri* DE LA HARPE in R. ABRARD și A. FABRE 1944, p. 179—182.
1951 *Nummulites murchisoni* BRUNNER in H. SCHAUB 1951, p. 194, fig. 285—286 (A).

Istoric. Nummulites murchisoni este, după noi, una dintre puținele specii de numuliți în a cărei sinonimie nu există confuzii. Singur RUTIMEYER (52, p. 96) îl consideră, la doi ani după darea numelui, ca sinonim cu *N. irregularis* DESHAYES, ca o monstruozitate a acestuia, iar SCHAUB conchide în 1951 că acest nume caracterizează forme care, fiind din nivele diferite, nu par a fi total asemănătoare. Tipul lui BRUNNER provine de la Sonthofen, în zona flișului austro-bavarez. PH. DE LA HARPE a deosebit două forme de *N. murchisoni*: forma « *major* » măsurînd 20 mm sau mai mult și forma « *minor* » cu diametru de 9—14 mm, pentru același număr de tururi (4—5). În 1944, ABRARD și FABRE, lucrînd pe material colectat de DOUVILLÉ și BOUSSAC la Bos d'ARROS, reiau, într-o amplă discuție, chestiunea existenței celor două varietăți ale lui *N. murchisoni* și valoarea lor stratigrafică. După acești autori există, de asemenea, două varietăți de *N. murchisoni*: la Haretche și Campenne—Castelvieil tipul mediu este un numulit cu filete ondulate sau slab sinuoase și cu tururile spirei puțin vizibile la exterior. Spira subțire, destul de strînsă, este regulată și septele destul de depărtate. Tipul acesta se distinge greu de *N. irregularis* var. *depressa* DE LA HARPE și se depărtează de cel de al doilea tip, de *N. murchisoni* întîlnit la Bos d'Arros în Eocenul inferior și la Bastennes-le-Prim în Lutețianul mediu. Acest al doilea tip posedă o spiră largă, subțire și foarte neregulată, iar septele apropiate și puternic arcuite. Exemplarele de la Bastennes ajung la un diametru de 30 mm pe cînd cele de la Bos d'Arros, identice ca morfologie, sunt de dimensiuni mult mai mici.

Forma megasferică a fost descrisă detaliat de către DE LA HARPE (1883), sub numele de *Nummulites heeri*, pe material de la Stockweid (Elveția). În 1911 BOUSSAC introduce pe *N. heeri* în sinonimia lui *N. murchisoni*, ca formă megasferică a acestuia. ABRARD și FABRE remarcă și la forma A existența a două varietăți. În baza legilor generale ale morfogenezei, cele două tipuri, Bos d'Arros—Bastennes și Saint Barthélemy—Haretche, pot fi considerate ca două stadii de evoluție, în cel de al doilea realizîndu-se o regularizare și o strîngere a spirei.

Faptul că zăcămintele cu *N. murchisoni* de la Bos d'Arros și Bastennes nu aparțin exact aceluiași nivel stratigrafic, că la identitatea caracterelor interne se adaogă și o apreciabilă variație a diametrului, face pe autor să considere că în cadrul aceluiaș tip condițiunile de mediu pot adăuga caractere secundare (externe) la cele specifice (interne) suprapunîndu-se lor, mascîndu-le chiar.

După H. DOUVILLÉ (23, p. 67—68) această specie aparține, la Bastennes și Saint Barthélmy, Lutețianului inferior. După acest autor, *N. murchisoni* a apărut în Eocenul inferior și a persistat pînă în Lutețianul superior. După ABRARD și FABRE (l.c., p. 180—182) evoluția speciei începe în Eocenul

Institutul Geologic al României

inferior, cel puțin prin tipul de la Bos d'Arros, continuînd în Eocenul mediu cu tipul spirei strînse și regulate. H. SCHAUB (56, p. 194) întîlnește pe *N. murchisoni* în Ypresianul superior din Schlierenflysch.

Descrierea speciei. În materialul colectat din Dobrogea, *Nummulites murchisoni* BRUNNER este reprezentat prin ambele varietăți ale tipului Bos d'Arros-Bastennes și numai în depozitul de la Valea Rea—Lespezi.

Forma B (Pl. XIV, fig. 1; Pl. XV, fig. 1). Exemplarele microsferice din Dobrogea au, în majoritate, diametru de 14—18 mm, cu 4—5 tururi de spiră, și depășesc în două cazuri această dimensiune atingînd 28 mm cînd pot fi numărate pe secțiunea ecuatorială 5—6 tururi și cînd deosebirea față de *N. irregularis* var. *depressa* este foarte dificilă. În zăcămînt am observat exemplare nedetașabile din rocă atingînd 30—32 mm. Grosimea cochiliei măsoară constant 3—3,5 mm. Numulitul are formă lenticulară, cu ușoare undulațiuni pe suprafață și cu umbone central. Ultimul tur se reliefează pe marginea cochiliei sub formă de cordon. Spira, subțire (1/6 din înălțimea camerei la centru, 1/13 la marginea cochiliei), are creștere rapidă, prin dublarea pasului. Camerele sunt înalte, avînd, față de lungime, raportul 5/1 la centru și 8—9/1 la exterior. Septele sînt subțiri, dese (5—7 pe turul 3, 8—10 pe 4, 14—16 pe 5), puternic curbate și foarte înclinate față de spira din acoperiș.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul			p	k	l
		3	4	5			
$\frac{14-18}{3-3,5}$; $\frac{28-30!}{?}$	$\frac{5-6}{7-7,5}$; $\frac{6-7}{9-15}$	6—7	8—10	16	1/6—1/13	5,2—9	1,2—2,5

Forma A

	$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul			m	p	k	l
			1	2	3				
« *major* »	$\frac{6,5-8}{2,2-2,4}$	$\frac{3}{3,2-4}$	2—2,5	6	7—9	0,3—0,45	1/3—1/7	3,5—5,5	1,2—2,2
« *minor* »	$\frac{3,7-4}{2}$	$\frac{2}{1,8-2}$	—	2?	4—5	0,3—0,45	1/3—1/7	2,3—4	1,8—2,4

Institutul Geologic al României

Forma A (Pl. XIV, fig. 2 « *major* »; Pl. XV, fig. 2 « *minor* »; Pl. XXX, fig. 1, 2 « *major* », 3 « *minor* »). În afară de megasferă şi de diametrul cochiliei redus la 7—8 mm (tipul *major*) şi 3—5 mm (tipul *minor*), forma A nu prezintă faţă de forma B nici o deosebire: formă discoidală, mamelonată, cu septe puternic curbate, spiră cu creştere rapidă, aproximativ dublă dela tur la tur. Camerele au formă de seceră şi sînt pe turul intern de două ori, iar pe cel extern de cinci ori mai înalte decît lungi.

Lama spirală este subţire şi reprezintă 1/3—1/7 din înălţimea camerei. Diametrul maxim al megasferei variază între 0,3—0,45 mm, forma sa fiind de cele mai multe ori subsferică. Cea de a doua cameră este mai mică şi semisferică.

Istoric. Nummulites irregularis DESHAYES 1837 şi *Nummulites distans* DESHAYES 1837 (52, p. 93; 61, p. 67—68), două dintre cele mai cunoscute forme de numuliţi, au fost descrise prima dată pe un material provenind din Crimeia. Detalii privind caracterele acestor două specii au dat încă D'ARCHIAC şi HAIME în monografia lor din 1853 şi DE LA HARPE în 1883 (33, 34).

De fapt, de la descrierea originală a lui DESHAYES pînă în 1929, cînd ROZLOZSNIK reia minuţios analiza acestor forme, caracterizarea lui *N. irregularis* şi *N. distans* a rămas foarte neclară. Această neclaritate s-a datorit, în mare măsură, împărţirii lui *N. irregularis* (specie centrală cu larg domeniu de variabilitate) în cinci subspecii: *N. irregularis* tip (34, Pl. IV, fig. 17—20), *N. irregularis* var. *formosa* (idem, fig. 16), *N. irregularis* var. *pratti* (idem, Pl. IV, fig. 33—34 şi Pl. V, fig. 1—2), *N. irregularis* var. *regulata* (idem, Pl. IV, fig. 24), şi *N. irregularis* var. *depressa* (idem, Pl. IV, fig. 21—23).

J. BOUSSAC (11, p. 18—21) şi H. DOUVILLÉ (23, p. 65—68) nu lămuresc cu nimic complicaţia din cadrul acestui grup. În studiul său din 1929, ROZLOZSNIK (p. 136—139) conchide următoarele:

Pentru *N. irregularis* trebuie reluat ca tip exemplarul lui DESHAYES (61, fig. 15—16) şi părăsit tipul lui DE LA HARPE; *N. irregularis*, în sensul lui DE LA HARPE, este o specie sintetică, caracterele sale ezitînd între var. *pratti* DE LA HARPE şi *N. murchisoni*; formele numite « var. *depressa* » (Baccisarai) şi « var. *regulata* » (Sevastopol şi Bos d'Arros) nu prezintă deosebiri importante faţă de *N. distans*; în ceea ce priveşte *N. distans*, această specie trebuie considerată ca tip normal prin ceea ce a fost descris sub acest nume de către D'ARCHIAC şi HAIME în 1853 (p. 91—93, fig. 1—5), exemplarul lui DESHAYES rămînînd una dintre limitele de variabilitate ale speciei.

În 1944 R. ABRARD şi A. FABRE (p. 183—186) disting la Bos d'Arros, în diversitatea de forme aparţinînd de astă dată lui *N. distans*, trei tipuri:

« forme lenticulaire... (var. *plana*): les tours de spire serrés et les cloisons rapprochées, très obliques et onduleuses doivent faire rapporter cette espèce à *N. distans* » (tip) (Hicaubé, Pontet, Cahurt).

« forme plate à bords arrondis... (var. *depressa*): la lame spirale est irrégulière et épaisse et les cloisons sont très obliques et onduleuses » (Urcuit-Béhigo).

« forme de grande taille très mince, à bords tranchants: spire très serrée et tres irrégulière, une lame spirale mince et des cloisons rapprochées et très obliques » (Urcuit-Halte, Hicaubé).

În ceea ce priveşte pe *Nummulites pratti* D'ARCHIAC şi HAIME, această specie a fost descrisă în 1853 (5, p. 137—138 dintr-un material provenind de la Monte Bolca.

Descrierea iniţială însă nu concordă cu figura (5, Pl. VIII, fig. 15), în sensul că aceasta nu pune în evidenţă caracterul esenţial al speciei: spiră strînsă în primele tururi (4 tururi pe primul 1,5 mm de rază) şi pasul egal al spirei pe restul razei (6 tururi pe 12,5 mm din restul razei (51, p. 141).

Institutul Geologic al României

Rozlozsnik, autorul care a discutat în tot detaliul această specie, găsește că *N. pratti* reprezintă o formă de trecere de la *N. irregularis* la *N. distans*, avînd totodată egale apropieri față de varietățile « *regulata* » și « *depressa* ».

Dintre formele întîlnite în Dobrogea, considerate de noi ca aparținînd acestui grup, figurăm numai exemplare care, prin caracterele lor interne (considerăm caracterele externe ca neconcludente), reprezintă stadii distincte în evoluția grupului, stadii reprezentate prin speciile *N. irregularis*, *N. distans*, *N. pratti*.

Nummulites irregularis Deshayes 1837

Forma B (Pl. XVI, fig. 1, 2; Pl. XXXI, fig. 2, 3). Diametrul cochiliei este cuprins între 20—30 mm cu grosime de 4—6 mm. Spira este, în general, groasă. Pasul său, ca și numărul septelor, cresc ușor pînă la marginea cochiliei. Septele sunt din ce în ce mai mult înclinate, chiar dela bază, ajungînd aproape orizontale către marginea cochiliei. Sunt frecvente cazurile în care ele sînt vălurite. Pe unele tururi marginale, la exemplarele cu diametru maxim, direcția septelor se inversează. Camerele au accentuată formă de seceră, iar unghiul postero-superior ajunge, pe tururile marginale, foarte adînc și ascuțit.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul									p	k
		5	6	7	8	9	10	11	12	13		
$\frac{20-30}{4-6}$	$\frac{12-18}{10-15}$	8—10	10—12	10—13	11—13	12—14	15—16	14—16	16—17	12—15	1/2-1/3	2,5-4,5

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul				m	p	k	l
		1	2	3	4				
$\frac{3,8}{2}$	$\frac{4}{1,9}$	3	6	8	9	0,3	1/2—1/3	2—3	1,2—1

Forma A (Pl. XVI, fig. 3(?), Pl. XXXII, fig. 7). Diametrul megasferei măsuară 0,3 mm [1]).

Diametrul cochiliei măsoară 3,5—4 mm.

[1]) După Rozlozsnik (51, p. 141) această dimensiune poate ajunge la 0,5 mm. În acest caz, considerăm că deosebirea față de formele *N. pratti* megasferice devine aproape imposibilă.

Institutul Geologic al României

Pasul spirei este crescut de la primul tur și rămîne apoi constant. Septele sînt dese și aplecate dela bază, iar camerele sînt înalte și înguste. Septele și camerele dau secțiunii ecuatoriale un aspect caracteristic.

Nummulites distans DESHAYES 1837

Forma B (Pl. XVII, fig. 1; Pl. XVIII, fig. 1; Pl. XXXI, fig. 1). Diametrul cochiliilor din Dobrogea variază între 20—32 mm, ajungînd excepțional la 36 mm (valea Ceșmelii), cu grosime de 4—6 mm. Spira, mai strînsă decît la *N. irregularis*, are pasul în creștere pe primele 5—6 tururi, apoi egal pînă la marginea cochiliei. În cazuri frecvente grosimea spirei este egală cu înălțimea camerei, iar raportul înălțime/lungime a camerei este 1—3. Pe rază de 12—18 mm numărul tururilor variază între 16—23. Septele sunt mai dese decît la *N. irregularis* și mai scurte, fiind mai puțin înclinate; în general se frîng în treimea superioară, sau se curbează, în arc, dela bază. Marginal, cochilia prezintă frecvente neregularități: inversarea direcției înclinării septelor, alipirea tururilor de spiră, etc.

Forma A (Pl. XVII, fig. 2, 3; Pl. XVIII, fig. 2, 3; Pl. XXXI, fig. 7, 8). Forma megasferică *N. distans* se deosebește ușor prin caractere nete: diametrul cochiliei 5 mm; megasfera 0,7—0,8 mm, cu formă globulară, caracteristică.

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul				m	p	k	l
		1	2	3	4				
$\frac{5}{2,5-2,8}$	$\frac{3}{2,4}$	2—3	3—4	4—6	7—8	0,7—0,8	1/2—1/4	1—2	2—1

Pasul spirei crește din primul tur, rămînînd constant pe celelalte. Grosimea lamei spirale reprezintă 1/2—1/4 din înălțimea camerei. Septele sunt curbate, mai regulat sau mai neregulat, rareori vălurite, și dau camerelor formă tipică de seceră.

Nummulites pratti D'ARCHIAC și HAIME 1853

Am atribuit acestei specii formele de numuliți care, prin caracterele lor interne, corespund diagnosticului dat de către ROZLOZSNIK pentru *Nummulites pratti*.

Forma B (Pl. XIX, fig. 1, 2). ROZLOZSNIK a fixat astfel caraterul distinctiv, principal, al speciei (51, p. 142—143): «Die bedeutende Variabilität der Windungsdishte hängt in erster Linie mit der verschiedenen Ausbildung der innersten, eng aufgerollten Kernpartie zusammen. Bei einem Radius von 1,5 mm variiert nämlich die Windungszahl zwischen 3—4, eei einem solchen von 5 mm

Institutul Geologic al României

zwischen 6—9, u.s.w. Die rasche Schrittzunshma hält bis zu einem Radius von 3—5 mm an; der Schritt hat dann bereits eine Grösse von 2—2,5 mm erreicht, hält in den übringen Windungen dieselbe bei und nur in der lezten Windung macht sich eine Abnahme des Schrittes bemerkbar. »

Pe exemplarele figurate de noi, recunoaștem forme care, fiind apropiate de *N. irregularis*, prezintă, în segmentul central al razei, o spiră strînsă (4—5 tururi pe rază de 2—2,5 mm); de la turul 6 spre exterior spira se desfășoară brusc și pasul său rămîne aproximativ constant, măsurînd 2—2,8 mm, marginal chiar 4 mm.

Diametrul cochiliei măsoară 22—28 mm, media fiind 20 mm.

Spira este subțire față de înălțimea camerelor. Așa cum ilustrează figurile noastre, septele au formă destul de neregulată: în general sînt drepte în jumătatea sau treimea lor inferioară și îndoite în porțiunea superioară; deseori drepte, radiare, la partea inferioară și curbate treptat, sau frînte, la partea superioară.

Camerele sînt înguste, înalte și în formă tipică de seceră.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul					p	k	l
		3	4	5	6	10			
20—28 / 3—4?	8—9 / 11 / 10 / 14	6	8	9—10	10—12	16—18	1/3—1/6	2—4—6	2—1,5—1

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul				m	p	k
		1	2	3	4			
4,5—5,2 / 2—3	4 / 2,2—2,6	2—3	5—8	6—8	7—9	0,45—0,5	1/2—1/4	2—2,5 (3)

F o r m a A (Pl. XIX, fig. 3, 4, 5; Pl. XXXII, fig. 8). Forma *N. pratti* A este foarte apropiată, în aspect general, de forma megasferică a speciei *N. irregularis*. Diametrul megasferei este de 0,45—0,5 mm, dimensiune medie între megasferele speciilor *N. distans* și *N. irregularis*. Spira are dela primul tur un pas mare și acesta crește ușor către marginea cochiliei. Grosimea sa, 1/2—1/4 din înălțimea camerei,

Institutul Geologic al României

constituie un caracter care nu concordă cu datele lui P. ROZLOZSNIK. După acest autor raportul de mai sus este 1/4—1/10. Septele sunt în mod destul de regulat înclinate de la bază şi ele delimitează camere înalte, în formă de seceră.

Nummulites sp., aff. *gisehensis* FORSKAL

Figurile 1, 2, şi 3 din Pl. XX reprezintă o formă B de numulit, colectat la valea Ceşmelii, căruia nu i-au putut fixa diagnosticul. Suprafaţa cochiliei a pus în evidenţă pilieri numai după decorticarea a trei tururi. Liniile septale sînt radiare, puţin în vîrtej. Secţiunea ecuatorială evidenţiază spiră strînsă (10—14 tururi pe rază de 4,5—6,5 mm) şi groasă (1/1 faţă de înălţimea camerei). Camerele sunt izometrice sau puţin mai lungi decît înalte. Septele, drepte în porţiunea bazală, se curbează la contactul cu lama spirală din acoperiş.

A s s i l i n a

Numele *Assilina* a fost dat de către D'OBRIGNY în anul 1826. În anul 1926 J. CUSHMAN a desemnat ca specie tip a genului pe « *Assilina discoidalis* ».

În 1948, în determinatorul său de foraminifere, acelaşi autor face o a doua modificare declarînd tip al genului pe *Assilina undata*.

Cum *Assilina discoidalis* este astăzi exclusă din lista asilinelor, ca neaparţinînd acestui gen, iar *Assilina undata* ca reprezentînd un sinonim al formei *Operculina granulosa* LEYMERIE, tipul genului *Assilina* rămîne *Assilina spira* (DE ROISSY) (= *Nummulites spira* DE ROISSY 1805 = *Assilina depressa* D'ORBIGNY 1826) (56, p. 87). După GALLOWAY (30, p. 420), un alt sinonim al acestui gen este *Discospira morris*.

După mai mult de un secol de studiu, problema fixării unor diagnoze sigure şi diferenţiale între speciile genului *Assilina* rămîne încă nerezolvată. Variabilitatea intraspecifică extremă, alături de o accentuată convergenţă morfologică, ţinînd evident de similitudinea condiţiunilor de mediu, a determinat, în special la formele microsferice, contradicţii aproape insolubile în fixarea unor criterii precise de delimitare a speciilor. Exemplele date de ABRARD şi FABRE (3, p. 197), pentru a dovedi această situaţie, sînt edificatoare.

Unul dintre aceste exemple: « Les granules d'*Ass. spira* du Lutétien inférieur d'Urcuit, réalisent le type *Ass. granulosa*, par contre, la même espèce, à Cahurt, avec ses granules fines et rayonnants et sa lame spirale non visible extérieurement, prend l'allure de certaines *Ass. exponens* ».

În orice caz, în stadiul actual al cunoştinţelor despre asiline, examinarea atentă a formelor megasferice poate da certitudinea unei bune determinări.

Numuliticul Dobrogei cuprinde, după noi, patru specii de asiline dintre care două reprezentative pentru partea terminală a Ypresianului *(Assilina granulosa, Assilina praespira)*, celelalte două caracteristice Luteţianului *(Assilina spira, Assilina exponens)*.

Assilina granulosa D'ARCHIAC 1850—1853

(Ass. granulosa var. *major* HEIM 1908 = *Ass. douvillei* ABRARD şi FABRE 1944; *Ass. granulosa* var. *minor* HEIM 1908 = *Ass. placentula* DESHAYES 1837).

1837 *Nummulites placentula* DESHAYES in DESHAYES 1837, p. 69; Pl. VI, fig. 8—9.

Institutul Geologic al României

1853 *Nummulites granulosa* D'ARCHIAC in A. D'ARCHIAC și J. HAIME 1853, p. 151—154; Pl. X, fig. 11—19 (B), Pl. XI, fig. 9—12 A.

1908 *Assilina granulosa* D'ARCHIAC in A. HEIM 1908, p. 247—251; Taf. VIII, fig. 1—14 (B), 15—18 (A).

1919 *Assilina granulosa* D'ARCHIAC in H. DOUVILLÉ 1919, p. 72—75; Pl. IV, fig. 15—17 (B), fig. 14 text (A).

1926 *Assilina placentula* DESHAYES, vel *Assilina granulosa* D'ARCHIAC, in PH. DE LA HARPE 1926, p. 90—92 (B, A).

1927 *Assilina granulosa* D'ARCHIAC in P. ROZLOZSNIK 1927, p. 64, fig. 19 A (B).

1944 *Assilina Douvillëi* ABRARD și FABRE in R. ABRARD & A. FABRE 1944, p. 199 (A, B).

1951 *Assilina douvillëi* ABRARD și FABRE in H. SCHAUB 1951, p. 212—214, fig. 323, 325—328; Taf. IX, fig. 12—16 (A).

1951 *Assilina placentula* DESHAYES in H. SCHAUB 1951, p. 209—212; fig. 313—322; Taf. VIII, fig. 17—19; Taf. IX, fig. 1—11 (A, B).

Istoric. Sinonimia acestei asiline este una dintre cele mai neclare din cauza impreciziuni caracterelor și marii variabilități.

R. ABRARD și A. FABRE în 1944, apoi H. SCHAUB în 1951, avînd la dispoziții colecții originale, au încercat să pună ordine în sinonimia sa. ABRARD și FABRE fac o discuție amplă în jurul filiației și distribuției speciilor de asiline. Defecțiunea lucrării acestor autori este lipsa totală de ilustrație. După ce în 1847 numise *Assilina granulosa* unele forme de *Assilina exponens* din Lutețianul superior din Chalosse, D'ARCHIAC, în 1853, în monografia sa, se corectează reatribuind acest nume unor exemplare de la Bos d'Arros (Eocen inferior). După ABRARD și FABRE această revenire, cum și confirmările ei prin DE LA HARPE și DOUVILLÉ, nu se sprijină pe date morfologice ci pe cunoștințele de teren, folosesc o soluție « inopérante et dangereuse », subordonînd determinarea fosilelor separațiunilor stratimetrice (3, p. 192).

În 1908 ARNOLD HEIM distinge, în materialul colectat din flișul paleogen al Alpilor elvețieni, două varietăți de *Assilina granulosa*: o varietate « *major* » a cărei dimensiune maximă este 27 mm și la care « die Granulation ist nicht das Charakteristikum der *Assilina* . . . », astfel încît « der Name *granulosa* ist nicht gut gewählt » (37, p. 247); o a doua varietate, « *minor* » (Taf. VIII, fig. 1—13), cu diametrul de 7—11 mm, « meist deutlich granuliert und tuberculiert (Taf. VIII, fig. 5—7), schwach (Taf. VIII, fig. 8—10) oder gar nicht ausgesprochen, so das der Name *granulosa* eigentlich keinen Sinn mehr hat » (l.c., p. 248).

Dintre corespondenții megasferici HEIM nu recunoaște, în materialul său, decît pe acela al varietății « *minor* » (3—5 mm).

În lucrarea postumă a lui DE LA HARPE *Assilina granulosa* D'ARCHIAC este introdusă în sinonimia speciei *Assilina placentula* DESHAYES: *Assilina placentula* DESHAYES sp. vel *Assilina granulosa* D'ARCHIAC. În 1944 ABRARD și FABRE, după ce încearcă să fixeze caracterele speciei, propun înlocuirea numelui *Assilina granulosa* cu *Assilina douvillëi* nov. nom., eliminînd pe primul ca nomen nudum și ca fiind răspunzător de toată confuzia creiată.

În 1951 SCHAUB (56, p. 208—209) readuce chestiunea existenței a două varietăți în cadrul fostei specii *Assilina granulosa*. Examinînd materialul existent în colecția originală a lui DE LA HARPE, de la Lausanne, acest autor ajunge la concluzia că noul nume, *Ass. douvillëi*, este corect însă că el trebuie rezervat numai formei « *major* » din accepțiunea lui HEIM. Ceeace HEIM considerase varietate « *minor* » este introdus de SCHAUB (în acord cu DE LA HARPE, 1926) în sinonimia speciei *Assilina placentula* DESHAYES 1837.

După noi, această dificilă sinonimizare rămîne încă nerezolvată, cel puțin pentru două motive:

Din descrierea și figurația lui DESHAYES (61, p. 69, Pl. VI, fig. 8—9) este greu de recunoscut că specia sa, *Nummulites placentula*, este identică cu ceea ce HEIM a considerat mai tîrziu *Assilina*

Institutul Geologic al României

granulosa var. *minor* (= *Ass. placentula* in SCHAUB 1951). Figurile lui SCHAUB 314 şi 315 sînt atît de deosebite una faţă de cealaltă încît produc confuzie.

Cel puţin forma microsferică a varietăţii « *major* » (= *Assilina douvillei* ABRARD şi FABRE 1944) este atît de variabilă ca dimensiune şi morfologie [1]) încît neputînd să o caracterizăm suficient, nici nu putem să o folosim în sinonimii.

Determinarea formelor colectate în Dobrogea, atribuirea lor la cele două varietăţi ale acestei specii, se bazează, în special, pe examinarea formelor A.

Assilina placentula DESHAYES 1837 (in SCHAUB 1951) (= *Assilina granulosa* D'ARCHIAC 1850—1853 var. « *minor* » HEIM 1908).

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul					*m*	*p*	*k*
		1	2	3	4	5			
$\frac{5}{2}$	$\frac{5}{2,5}$	2	4	6	6—7	6	0,2—0,25	1/2—1/4	1—1,5

F o r m a A (Pl. XXI, fig. 2, 3). Diametrul exemplarelor din Dobrogea variază în jurul a 5 mm. Cochilia este în mod evident ombilicată. Pilierii sînt grupaţi la centru şi dispuşi, aproximativ, în cercuri concentrice. Lama spirală reprezintă 1/2 (la centru) —1/4 (către marginea cochiliei) din înălţimea camerei şi formează în medie 5 tururi pe rază de 2—3,5 mm. Creşterea sa este destul de regulată; ultimul tur are pasul puţin crescut faţă de celelalte. Septele sînt drepte sau puţin curbate şi uşor frînte la contactul cu lamă spirală din acoperiş. Raportul înălţime/lungime a camerelor este 1,5 cu tendinţă spre izometrie. Megasfera, de formă sferică sau subsferică, măsoară 0,2—0,25 mm.

F o r m a B (Pl. XXI, fig. 1). Diametrul formei microsferice variază între 9—12 mm, pe 2 mm grosime. Suprafaţa cochiliei este obişnuit ombilicată. Cochilia este în mod frecvent, însă nu obligatoriu, ornamentată. Toţi autorii care au descris-o (HEIM, DE LA HARPE, ABRARD & FABRE, SCHAUB) au arătat că forma microsferică a varietăţii « *minor* » prezintă toate stadiile de trecere de la granulaţii la îngroşări radiare sau la suprafeţe lipsite de pilieri. În orice caz, constatarea lui SCHAUB (56, p. 210) după care « gegen die Peripherie einfache oder granulierte Stäbchen und gegen den Pol zu einfache Granulationen finden » o recunoaştem şi pe formele din Dobrogea; recunoaştem de asemenea aşezarea în spirală a granulelor, datorită poziţiei lor la încrucişarea septelor cu lama spirală (23, p. 73).

[1]) H. SCHAUB însuşi cuprinde aici forme de 5 mm (Schlierenflysch), 10—15 mm (după ABRARD şi FABRE) şi 22 mm (colecţia DE LA HARPE).

Institutul Geologic al României

Aglomerarea pilierilor la centrul cochiliei formează uneori un mic umbone. În secțiune ecuatorială spira se arată regulată, cu pasul în creștere normală de la centru spre margine. Față de înălțimea camerelor, grosimea lamei spirale prezintă raportul 1/2—1/3. Numărul tururilor este 8—10 pe rază de 4,5—6 mm. Septele păstrează caracterele de la forma microsferică: drepte, puțin curbate sau ușor îndoite la contactul cu spira din acoperiș. Camerele sînt, în general, de 1,5 ori mai înalte decît lungi. Cazurile de izometrie sînt rare. Raportul înălțime/lungime a camerelor este, în general, 1,5.

În acord cu SCHAUB, considerăm că ceea ce DE LA HARPE a descris sub numele de *Assilina placentula* DESHAYES vel *Assilina granulosa* d'ARCHIAC, reprezintă varietatea « *minor* » a speciei *Assilina granulosa* d'ARCHIAC din accepțiunea lui HEIM (= *Assilina placentula* DESH. in SCHAUB).

Pe de altă parte ceea ce SCHAUB descrie ca *Assilina douvillei* ABRARD și FABRE prezintă diferențe sensibile față de tipurile descrise de cei doi autori care i-au dat numele.

Assilina douvillei ABRARD și FABRE 1944 (in SCHAUB 1951) (= *Assilina granulosa* d'ARCHIAC 1850—1853 var. « *major* » HEIM 1908).

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul						m	p	k	l
		1	2	3	4	5	6				
$\frac{7-9}{2,5-3}$	$\frac{5-6}{3,5-4,5}$	3	3—4	5—6	6—7	6—8	6—8	0,6—0,7	1/1,5—1/3	0,8—1,3	1—1,5

F o r m a A (Pl. XXII, fig. 1, 2, 3). Formele din Dobrogea, considerate de noi ca aparținînd speciei *Assilina douvillei* A, prezintă o ornamentație spiralată, reprezentată prin pilieri liberi, mai numeroși și mai aglomerați către centrul ombilicat al cochiliei. Diametrul este cuprins între 7—9 mm pe 2,5—3 mm grosime. Către marginea cochiliei pilierii se unesc în îngroșări radiare.

Exceptînd diametrul, caracterele externe diferă puțin de cele întîlnite la forma megasferică a varietății *granulosa minor*. Caracterele interne corespund descrierii date de ABRARD și FABRE (3, p. 194) însă diferă mult (prin grosimea spirei și diametrul megasferei) de tipurile descrise de către SCHAUB (56, p. 212). Megasfera prezintă o largă variabilitate, 0,5—0,7 mm, excepțional 0,4 mm și formă rotundă sau ovoidă. Spira, regulată și destul de groasă (1/1,5—1/2,5 din înălțimea camerei), înscrie 5—6 tururi pe 3,5—4,5 mm rază. Pasul, larg de la primul tur, se arată cu creștere constantă pînă la marginea cochiliei. Septele sînt înclinate pe lama spirală

Institutul Geologic al României

şi îndoite la contactul cu această lamă în acoperiş. Camerele, de formă rombică, sînt izometrice sau puţin mai înalte decît lungi.

Forma B. Aşa cum sînt date în literatură, caracterele formei microsferice sînt neclare şi se suprapun, în cea mai mare parte, peste acelea ale speciei *Assilina exponens* SOWERBY.

Din diagnosticul comparativ dat de SCHAUB (l.c. p. 214) (cea mai nouă dintre lucrările avute la dispoziţie) nu ne-am putut edifica asupra raporturilor interspecifice ale grupului din care această asilină face parte. În asemenea cazuri numai materialul comparativ de colecţie poate fi de folos. Prezenţa acestei forme în Dobrogea este totuşi sigură; probabil că ei îi aparţin exemplarele apropiate ca talie şi morfologie internă de *Assilina exponens* însă cu pilieri numeroşi, mari şi dispuşi spiralat pe suprafaţa cochiliei.

Assilina praespira DOUVILLÉ 1905

(Pl. XXIII, fig- 1-3; Pl. XXIV, fig. 1-3; Pl. XXX, fig. 4-7)

1883 *Operculina canalifera* D'ARCHIAC in C. SCHWAGER 1883, p. 144; Taf. XXI, fig. 3a-b (B).
1905 *Assilina praespira* DOUVILLÉ in H. DOUVILLÉ 1905, p. 31—32, fig. 3—4 (B).
1911 *Assilina praespira* DOUVILLÉ in J. BOUSSAC 1911, p. 97.
1927 *Assilina praespira* DOUVILLÉ in P. ROZLOZSNIK 1927, p. 89, fig. 33 E (B).
1935 *Assilina praespira* DOUVILLÉ in P. ARNI 1935, p. 123—127; Pl. XI (B).

Istoric. Assilina praespira este recunoscută ca specie nouă de către H. DOUVILLÉ într-o notă infrapaginală la studiul numuliţilor din bazinul Adour.

Înaintea diagnozei lui DOUVILLÉ, C. SCHWAGER (57, p. 144) lucrînd pe material trimis de SCHNEIDER (Dresda), consideră această formă ca *Operculina* cf. *canalifera* D'ARCHIAC.

Confuzia este făcută mai tîrziu de W. NUTTAL (1926) pe material provenind din Upper Ranikot Serie von Sind-India şi de către A. DAVIS (1927) care o menţionează, în aceeaşi formaţiune, sub numele de *Operculina sinensis* DAVIS.

H. DOUVILLÉ a sezisat de la început asemănarea acestei asiline cu genul *Operculina*.

În 1935 P. ARNI (6, p. 123—127), ca şi DOUVILLÉ, găseşte o asemănare pînă la confuzie între *Assilina praespira* şi *Operculina canalifera*. Deosebirea constă în aceea că la *Assilina praespira* pasul spirei creşte repede, fără însă să atingă maximul de la *Operculina canalifera* D'ARCHIAC: « Die Septen sind gebogen. Wenn ihre Form auch an Operculinen erinnert, so sind es doch nicht die oben rasch rückwärts abbiegen, eleganten Septen der nahestehenden *Operculina canalifera* ».

În Dobrogea, *Assilina praespira* DOUVILLÉ a fost întîlnită destul de rar la Valea Rea—Lespezi, în schimb destul de abundent în depozitele eocene din valea Ceşmelii.

Forma B Pl. XXIII, fig. 1; Pl. XXIV, fig. 1, 2, 3; Pl. XXX, fig. 5,6, 7). Nici unul dintre exemplarele noastre nu atinge diametrul de 20 mm (DOUVILLÉ). În general exemplarele din Dobrogea măsoară 8—11 mm, avînd maximum 15—17 mm pe cîteva exemplare colectate în valea Ceşmelii. Am exclus posibilitatea confuziei cu *Assilina spira* DE ROISSY examinînd figuraţia dată în lucrările lui D'ARCHIAC & HAIME (5, Pl. XI, fig. 1—4), P. ARNI (6, Pl. XI, B), H. SCHAUB (56, fig. 235—236,

Institutul Geologic al României

A). Suprafața cochiliei evidențiază o spiră destul de largă, cu tururile vizibile exterior sub forma unui cordon. Pe acest cordon am luat grosimea cochiliei: 1,5—2 mm. Pe suprafață sînt de asemenea vizibile septele, și, uneori, un proeminent buton central. Numărul tururilor pe rază variază: 4—5 pe rază de 4 mm; 5—6 pe 5 mm; 6—7 pe 6 mm. Camerele sînt, destul de constant, de 3 ori mai înalte decît lungi; către centrul cochiliei raportul scade la 2,5—1,5. Pasul spirei se dublează aproximativ de la tur la tur. Septele sînt, cu mici variații, mai înclinate decît la celelalte asiline și regulat recurbate la contactul cu lama spirală. Creșterea rapidă a pasului spirei face ca raportul grosimea spirei/înălțimea camerei să varieze larg.

Forma B

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul				p	k	l
		2	3	4	5			
$\frac{8-11}{2-2,5}$; $\frac{11-17}{3}$	$\frac{5-7}{4-6}$	5—6	7—8	7—9	8—10	1/2—1/4	1,5—3,4	2,3—1,5

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul			m	p	k	l
		1	2	3				
$\frac{5,5-8}{1,8-2}$	$\frac{2-3}{2,3-4}$	2—3	4—5	5—6	0,45—0,7	1/1,5—1/4	1,5—2	1,2—2

Forma A (Pl. XXIII, fig. 2, 3; Pl. XXX, fig. 4). Cele două exemplare A desenate reprezintă punctele extreme ale variației formei megasferice, figura 3 din pl. XXIII fiind tipul. Camera inițială este subsferică, cu diametrul cuprins între 0,4—0,5 mm. Excepțional megasfera ajunge la 0,7 mm (fig. 2 din pl. XXIII) și la formă semisferică. Septele păstrează, în general, caracterul întîlnit la formele microsferice.

Spira formează trei tururi pe rază de 3,3—4 mm sau două tururi pe rază de 2,1—2,3 mm. Pasul său se dublează la unele exemplare (fig. 3, pl. XXIII) sau se depășește cu puțin (fig. 2, pl. XXIII).

Figura 2 din pl. XXIII reprezintă forma cea mai depărtată de tip. La acest exemplar spira păstrează, pe tot traseul, grosime constantă, pasul depășindu-se cu puțin

Institutul Geologic al României

(1,2—1,7) de la tur la tur. Față de tip, numărul septelor pe fiecare tur este crescut cu 1—3 septe, de la interior spre exterior.

Assilina exponens SOWERBY 1840

(Pl. XXV, fig. 1,2; Pl. XXVI, fig. 1,2; Pl. XXX, fig. 8; Pl. XXXII, fig. 1—3)

1853 *Nummulites exponens* SOWERBY in A. D'ARCHIAC și J. HAIME 1853, p. 148—150, 154—155; Pl. X, fig. 1—10 (B), fig. 6—8 (A).
1902 *Assilina mamillata* D'ARCHIAC in P. PREVER 1902, p. 106—107; Taf. VIII, fig. 1, 2, 18 (A).
1908 *Assilina exponens* SOWERBY in A. HEIM 1908, p. 242—246; Pl. VII, fig. 1—39 (B, A).
1911 *Assilina exponens* SOWERBY in J. BOUSSAC 1911, p. 100—106 (B, A).
1912 *Assilina exponens* SOWERBY in P. PREVER 1912, p. 114—116 (B, A).
1926 *Assilina exponens* SOWERBY in PH. DE LA HARPE 1926, p. 86—88 (B, A).
1944 *Assilina exponens* SOWERBY in R. ABRARD și A. FABRE 1944, p. 191—199 (B, A).
1951 *Assilina exponens* SOWERBY in H. SCHAUB 1951, p. 214, fig. 324 (A).

Assilina exponens a păstrat, din anul 1840 pînă astăzi, numele și caracterizarea dată inițial de SOWERBY pe exemplare provenind din Luteţianul din Chalosse și complectate ulterior de către o serie de autori (D'ARCHIAC 1853, HEIM 1908, BOUSSAC 1911, DE LA HARPE 1926, ABRARD și FABRE 1944).

Materialul colectat în Dobrogea (orizontul superior, lumașelic, de la Valea Rea-Lespezi și deschiderea din valea Ceşmelii) pune în evidență toate aceste caractere.

Forma B (Pl. XXV, fig. 1,2; Pl. XXVI, fig. 2; Pl. XXXII, fig. 1, 2). Diametrul obișnuit al formelor microsferice variază în jurul a 20 mm, maximul fiind 26—27 mm (după J. BOUSSAC 35—40 mm; după R. ABRARD și A. FABRE 10—30 mm; după A. HEIM 11—12 mm). Grosimea măsoară 2—4,5 mm. Marginea cochiliei este muchiată. Suprafața poate fi netedă la multe dintre exemplarele de talie mare; cele netede și de talie mică sînt, în mod frecvent, transparente, lăsînd să se vadă detaliile structurii interne.

Formele granulate, niciodată de dimensiuni maxime, au pilieri fini, dispuși pe septe și rareori pe restul suprafeței. Ornamentația superficială a cochiliei este reprezentată, în cele mai multe cazuri, prin îngroșări radiare corespunzînd septelor.

Lama spirală reprezintă 1/2—1/2,5, rareori 1/3 din înălțimea camerelor, cu ușoare neregularități de traseu. Caracterul acesta nu concordă cu datele majorității autorilor care au observat la *Ass. exponens* o spiră subțire. Spira descrie 10—12 tururi pe 10—13 mm rază. Pasul crește regulat pînă la ultimele tururi, unde rămîne staționar.

Septele sînt normale la lama spirală, drepte, uneori puțin îndoite la contactul cu lama spirală din acoperiș, avînd în ansamblu aspect radiar (3, p. 194). Acesta este unul dintre caracterele proprii, distinctive, ale speciei. Camerele sînt în general de 1,5—2 ori mai înalte decît lungi, sau izometrice. Secțiunea axială prezintă contur fusiform cu ușor bombament central.

Institutul Geologic al României

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul					m	p	k	l
		1	2	3	4	5				
$\frac{6-9}{2-2,5}$	$\frac{5-6}{4,5}$	2	3—5	6	7	8	0,45—0,5	1/2—1/3,5	1—1,5	1

Forma A (Pl. XXVI, fig. 1; Pl. XXX, fig. 8; Pl. XXXII, fig. 3). Forma megasferică are diametrul cuprins între 6—9 mm și reprezintă, din punct de vedere morfologic, miniatura formei microsferice.

Suprafața cochiliei prezintă un mamelon central șters. Marginea cochiliei este muchiată. Ornamentația reprezintă reliefarea externă a elementelor morfologice interne, în special a septelor. Secțiunea axială prezintă slab contur lenticular, alungit. Spira este subțire (1/3—1/4 din înălțimea camerelor), regulată, cu pas constant (5—6 tururi pe rază de 5 mm). Septele sînt drepte, ușor îndoite la contactul cu lama spirală din acoperiș. Alura lor generală este radiară. Frecvența: 3—5 pe 1/4 din turul 2; 6 pe 3; 7 pe 4; 8 pe 5. Camerele sînt, în general, izometrice sau subizometrice; sînt însă frecvente și camerele cu înălțimea crescută. Megasfera, subsferică sau semilunară, măsoară 0,45—0,5 mm.

Regularitatea septelor și a camerelor constituie caracterul speciei *Assilina exponens* și el o deosebește net de formele înrudite, *Assilina spira* și *Assilina douvillei*. Ornamentația granulară și bombamentul central, atunci cînd există, sînt șterse.

Assilina spira de Roissy 1805
(Pl. XXVII, fig. 1, 2; Pl. XXVIII, fig. 1,2)

1853 *Assilina spira* de Roissy in A. d'Archiac și J. Haime 1853, p. 155—156; Pl. XI, fig. 1—5 (B, A) (4b = A).
1902 *Assilina spira* de Roissy in P. Prever 1902, p. 109(B); p. 110, Tav. VIII, fig. 9, 10, 19 (A).
1911 *Assilina spira* de Roissy in J. Boussac 1911, p. 98—100 (B).
1912 *Assilina spira* de Roissy in P. Prever 1912, p. 113—114 (B, A).
1926 *Assilina spira* de Roissy in Ph. de La Harpe 1926, p. 92—95 (B, A).
1927 *Assilina spira* de Roissy in P. Rozlozsnik 1927, p. 89, fig. 33 B (B), F (A); p. 64 fig. 19 B (A).
1944 *Assilina spira* de Roissy in R. Abrard și A. Fabre 1944, p. 193—199 (B, A).
1951 *Assilina spira* de Roissy in H. Schaub 1951, p. 217, fig. 335—336 (A).

Foarte apropiată ca morfologie de *Assilina exponens*, această specie reprezintă descendentul lutețian al formei *Assilina praespira*.

Forma B (Pl. XXVIII, fig. 1). Diametrul exemplarelor microsferice din Dobrogea este cuprins între 20—30 mm. Maxima de 34 (Prever) —38 (Boussac) nu este atinsă de nici unul dintre exemplarele noastre.

Institutul Geologic al României

Cochilia prezintă, în mod obișnuit, ondulații și un relief superficial pronunțat al spirei prin îngroșări continue și concentrice sau întrerupte. La unele exemplare marginea cochiliei este vălurită. Secțiunea axială are contur biconcav, mai mult sau mai puțin pronunțat, după cum cordonul marginal, corespunzător lamei spirale, este mai mult sau mai puțin îngroșat. Cazurile în care se pot observa granulațiuni (confuze și localizate în centrul cochiliei) sînt excepții.

Secțiunea ecuatorială pune în evidență o lamă spirală puternică (1/2—1/3 din înălțimea camerei) cu creștere rapidă a pasului. Acest ultim caracter, alături de frecvente neregularități de traseu, dedublări sau flexuri ale spirei, constituie caractere specifice și distinctive față de *Assilina exponens*.

Septele sînt obișnuit drepte și puțin îndoite la contactul cu lama spirală din acoperiș însă inechidistante și cu frecvente neregularități de formă. Camerele, obișnuit mai înalte decît lungi, pot deveni izometrice (înălțimea/lungime = 1—1,2 sau deformate în mod variat pe tururile marginale (0,8—0,7).

Forma A

$\frac{dm}{di}$	$\frac{w}{r}$	Septe pe 1/4 din turul					m	p	k	l
		1	2	3	4	5				
$\frac{7-9}{-}$	$\frac{4-5}{4-4,5}$	3	5	6—8	6—8	6—8	0,45—0,55	1/1,5—1/3	1—1,2	1,2—1,4

Forma A (Pl. XXVII fig. 1, 2; Pl. XXVIII fig. 2). Diametrul formei megasferice măsoară 7—10 mm. Cochilia prezintă contur neregulat, cu marginea destul de groasă și rotunjită. Pe unele exemplare se văd, prin transparență, detaliile morfologiei interne. Excepțional cîțiva pilieri sînt adunați în jurul polului central. Lama spirală are aspect neregulat, o desfășurare mai largă decît la *Ass. exponens*, descriind 4—5 tururi pe rază de 4—4,5 mm. Ea reprezintă 1/2—1/3 din înălțimea camerei. Septele sînt înclinate, neregulat spațiate, unele drepte altele puțin curbate. Sînt frecvente cazurile de deformare a lor. Camerele sînt de asemenea neregulate, izometrice sau puțin mai înalte decît lungi. Pe tururile marginale camerele devin uneori mai lungi decît înalte. Megasfera, de formă semisferică, măsoară 0,4—0,5 mm.

★

Încheiem studiul numuliților din Dobrogea adăugînd că diagnozele anterioare (Munier-Chalmas 1896, H. Douvillé 1908, G. Macovei 1912, 1954) sînt confirmate de cercetările noastre, bineînțeles prin reconsiderarea lor în stadiul actual al punerii la punct a sinonimiilor.

Primit: 7 iunie 1957.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

1. Abrard R., Contribution à l'étude de l'évolution des Nummulites. *C.R. Bull. Soc. géol. France* (4), 28, 1928.
2. Abrard R. Nomenclature et syncronisme des assises de l'Éocène moyen et supérieur des bassins nummulitiques de l'Europe occidentale. *Bull. Soc. géol. France* (5), 3, 1933.
3. Abrard R., & Fabre A., Observations sur la faune de Foraminifères de l'Éocène moyen du Bas-Adour. *Bull. Soc. géol. France* (5), 14, 1944.
4. Anastasiu V., Note préliminaire sur la constitution géologique de la Dobrogea. *Bull. Soc. géol. France* (3), 24, 1896.
5. d'Archiac A. & Haime J. Monographie des Nummulites. Paris 1853.
6. Arni P., Assilina praespira Douvillé. *Ecl. geol. Helv.* 28, 1, 1935.
7. Arni P., Über die Stratigraphie des Untereocaens und einige Nummuliten des Ruckbergsand-steins. *Ecl. geol. Helv.* 28, 2, 1935.
8. Arni P., Über die Nummuliten und die Gliederung des Untereocaens. *Ecl. geol. Helv.* 32, 1, 1939.
9. Atanasiu I, Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Extras din «*Lucrările Soc. geogr. D. Cantemir*» vol. III, 1940.
10. Bieda F., Les nummulites des schistes ménilitiques de Seletyne. *Bull. Serv. Géol. Pologne* IX, 2, 1938.
11. Boussac J., Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte géol. France*, 1911.
12. Bürger J., Cuvillier J. & Schoeffler J., Stratigraphie du Nummulitique de la Chalosse de Montfort. *Bull. Soc. géol. France* (5), 15, 1945.
13. Cayeux L., Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. 1935.
14. Ciocîrdel R., Contribuțiuni la cunoașterea geologiei Dobrogei centrale. *D.S. Com. geol.* (XXXVII 1949—1950). București 1953.
15. Cohen E. R., Dimitroff T., Kamenoff B., Géologie de la Bulgarie. *Ann. d. l. Dir. géol. et min. de Bulgarie*, ser. A, 4, 1946.
16. Cuvillier J., Révision du Nummulitique égyptien. *Mém. Inst. Géol. d'Égypte*, XVI, 1930.
17. Cuvillier J., Relations du Crétacé et de l'Éocène inférieur en Aquitanie méridionale. *C.R. Bull Soc. géol. France*, 3 Dec. 1945.
18. Daniel W. G., Facies and fauna in the Bhadrar of the Punjab salt range, Pakistan. *Journ. of Paleontology*, 27, 6, 1953.
19. Douvillé H., Le terrain nummulitique du Bassin de l'Adour. *Bull. Soc. géol. France* (4), 5, 1905.
20. Douvillé H., Évolution des Nummulites dans les différents bassins de l'Europe occidentale. *Bull. Soc. géol. France* (4), 6, 1906.
21. Douvillé H., Sur quelques gisements à Nummulites de l'Est de l'Europe. *Bull. Soc. géol. France* (4), 8, 1908.
22. Douvillé H., Rectification à la nomenclature de quelques Nummulites. *Bull. Soc. géol. France* (4), 8, 1908.
23. Douvillé H., L'Éocène inférieur en Aquitanie et dans les Pyrénées. *Mém. Carte géol. France*, 1919.
24. Douvillé H., Sur la distribution des Nummulites en Aquitanie. *C.R. Bull. Soc. géol. France* (4), 19, 1919.
25. Douvillé H., Les premières Nummulites dans l'Éocène de Béarn. *C.R. Acad. d. Sciences* t. 178, 1924.
26. Douvillé H. & O'Gormann G., L'Éocène inférieur du Béarn. *C.R. Bull. Soc. géol. France*, p. 170, 1924.
27. Fabiani R., La serie stratigrafica del Monte Bolca e dei suoi dintorni. *Mem. Ist. geol. R. Univ. Padova*, 2, 1913—1914.

Institutul Geologic al României

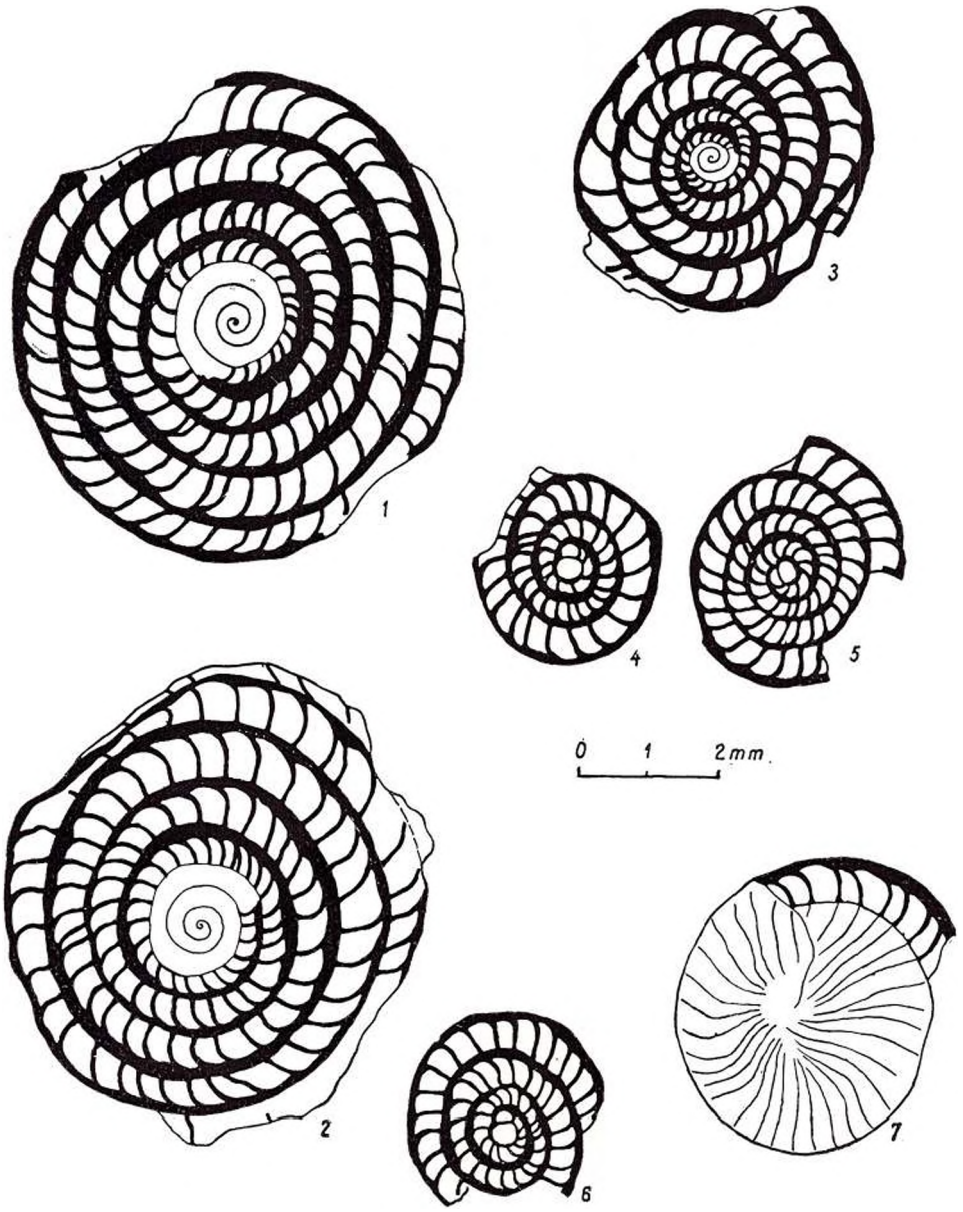
PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Fig. 1, 2, 3. — *Nummulites globulus* LEYMERIE; B, secțiuni ecuatoriale (fig. 3 — exemplar tînăr).
Fig. 4, 5, 6. — *Nummulites globulus* LEYMERIE; A, secțiuni ecuatoriale.
Fig. 7. — *Nummulites globulus* LEYMERIE; B, exemplar decorticat.
(C — L 13)
C — L = Cetate — Lespezi

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

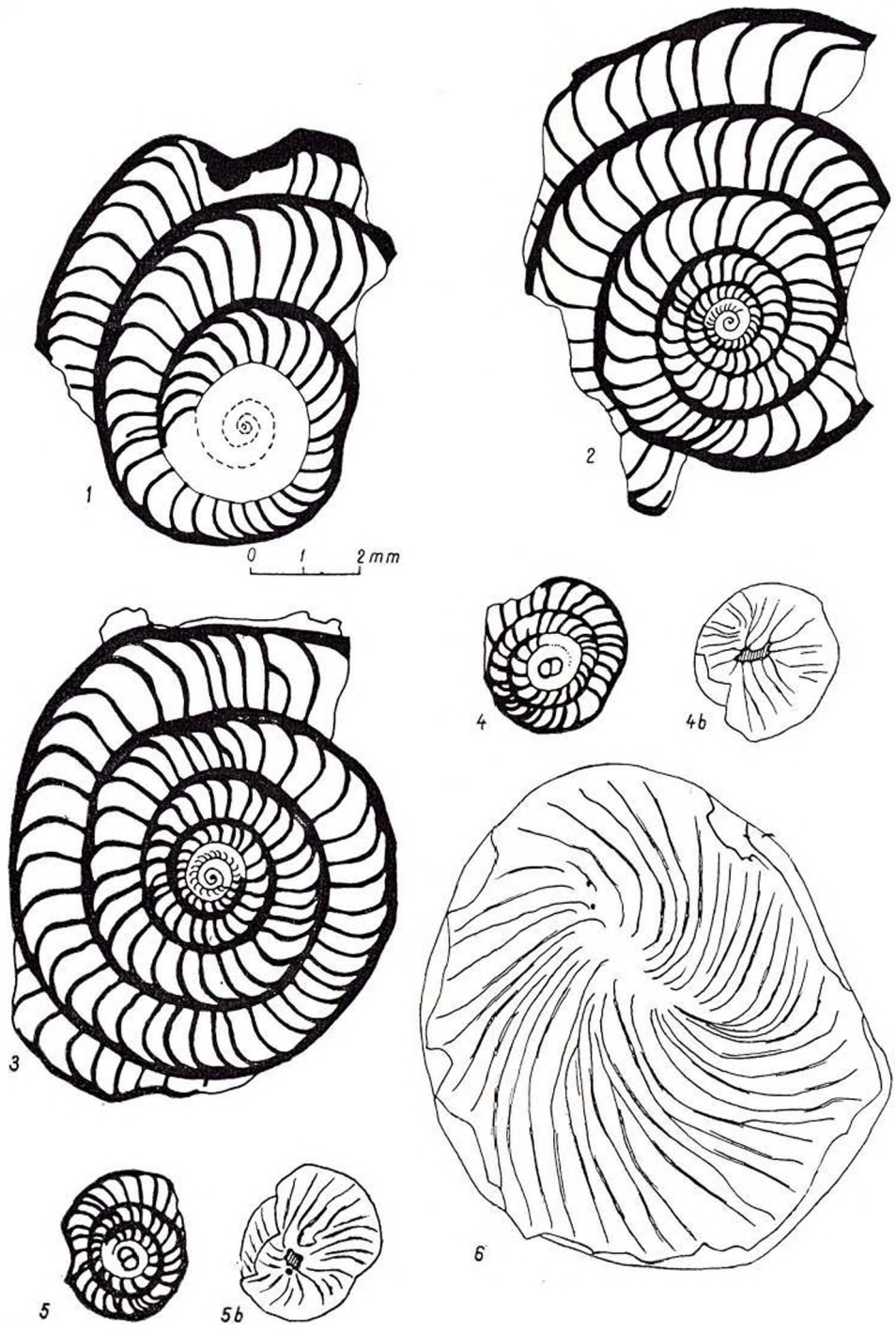
Fig. 1, 2, 3. — *Nummulites exilis* DOUVILLÉ; B, secțiuni ecuatoriale (fig. 3 — aff. N. *planulatus* LAMARCK).

Fig. 4 *(a, b)*, 5 *(a, b)*. — *Nummulites exilis* DOUVILLÉ; A, secțiuni ecuatoriale.

Fig. 6. — *Nummulites exilis* DOUVILLÉ; B, suprafața cochiliei.

(C—L 13)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

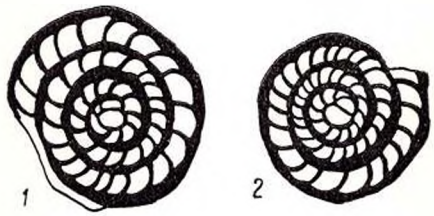
PLANȘA III

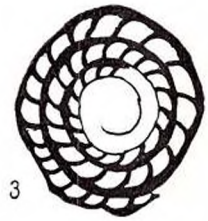
Institutul Geologic al României

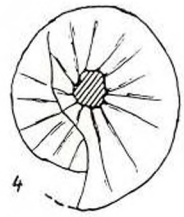
PLANȘA III

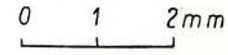
Fig. 1, 2, 3. — *Nummulites* cf. *pernotus* SCHAUB; A, secțiuni ecuatoriale.
Fig. 4. — *Nummulites* cf. *pernotus* SCHAUB; A, exemplar decorticat.
Fig. 5, 6. — *Nummulites* cf. *pernotus* SCHAUB; B, secțiuni ecuatoriale.
Fig. 7. — *Nummulites* cf. *pernotus* SCHAUB; B, exemplar decorticat.
Figurile 3 și 6 reprezintă exemplare cu centrul cochiliei calcitizat.
(C—L 13)

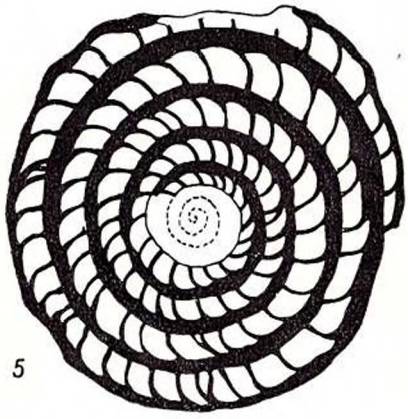
Institutul Geologic al României

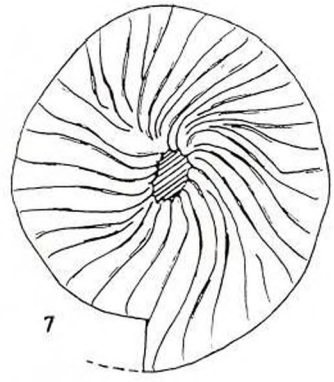


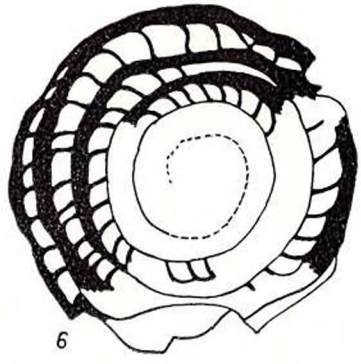












Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

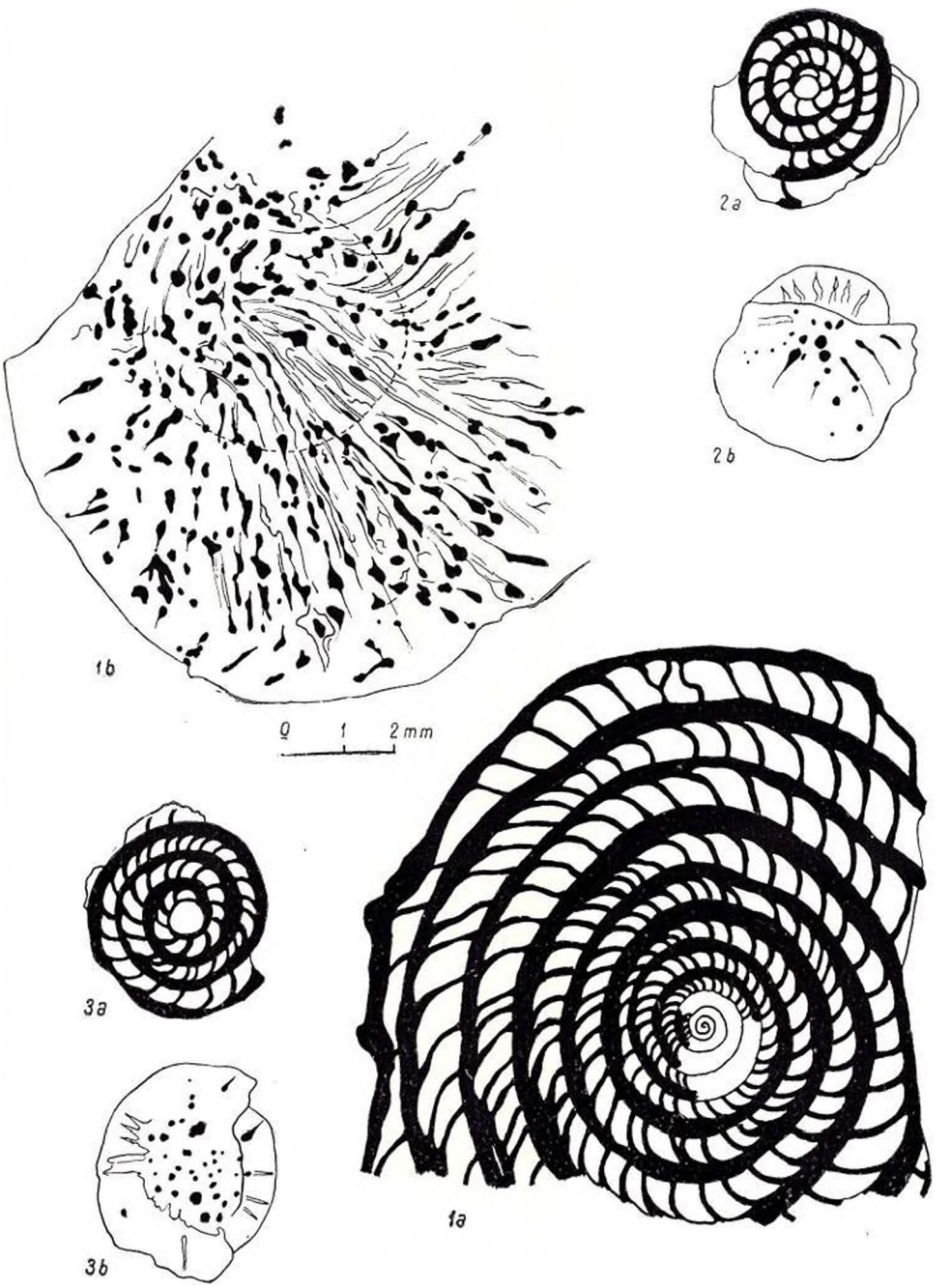
Fig. 1 *(a, b).* — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; B, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)* tratată cu HCl (V.C.).

Fig. 2 *(a, b).* — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; A, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochilici *(b)* (C—L 8).

Fig. 3 *(a, b).* — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; A, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)* (formă de trecere *N. parschi — N. parschi* var. *tauricus)* (V.C.).

V.C. = Valea Cesmelii.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

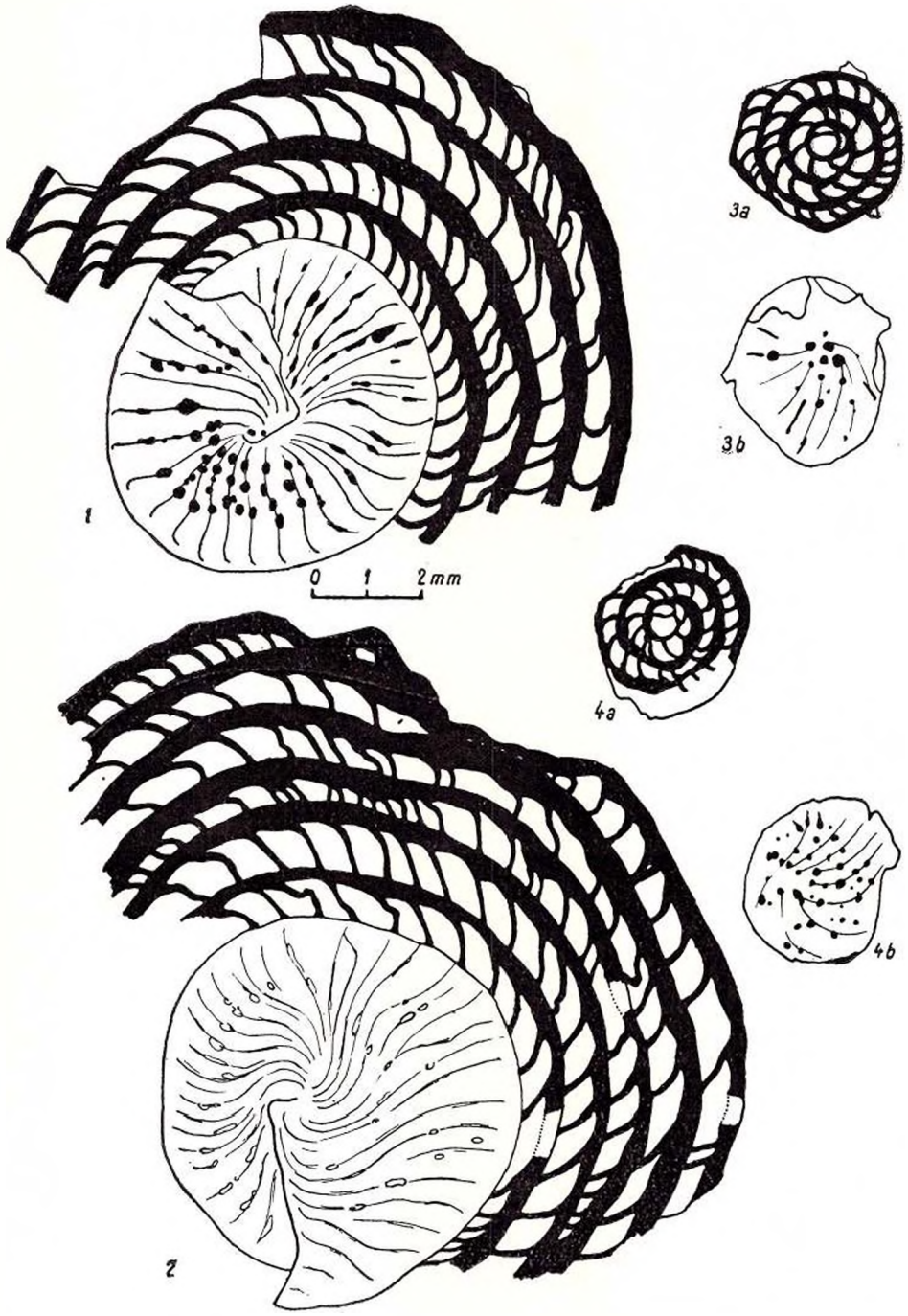
PLANȘA V

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Fig. 1. — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; B, exemplar decorticat cu pilieri evidenți.
Fig. 2. — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; B, exemplar decorticat cu pilieri puțin evidenți.
Fig. 3 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; A, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)*.
Fig. 4 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; A, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)*.
(V.C.)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

Fig. 1. — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; B, exemplar decorticat (C—L 1).

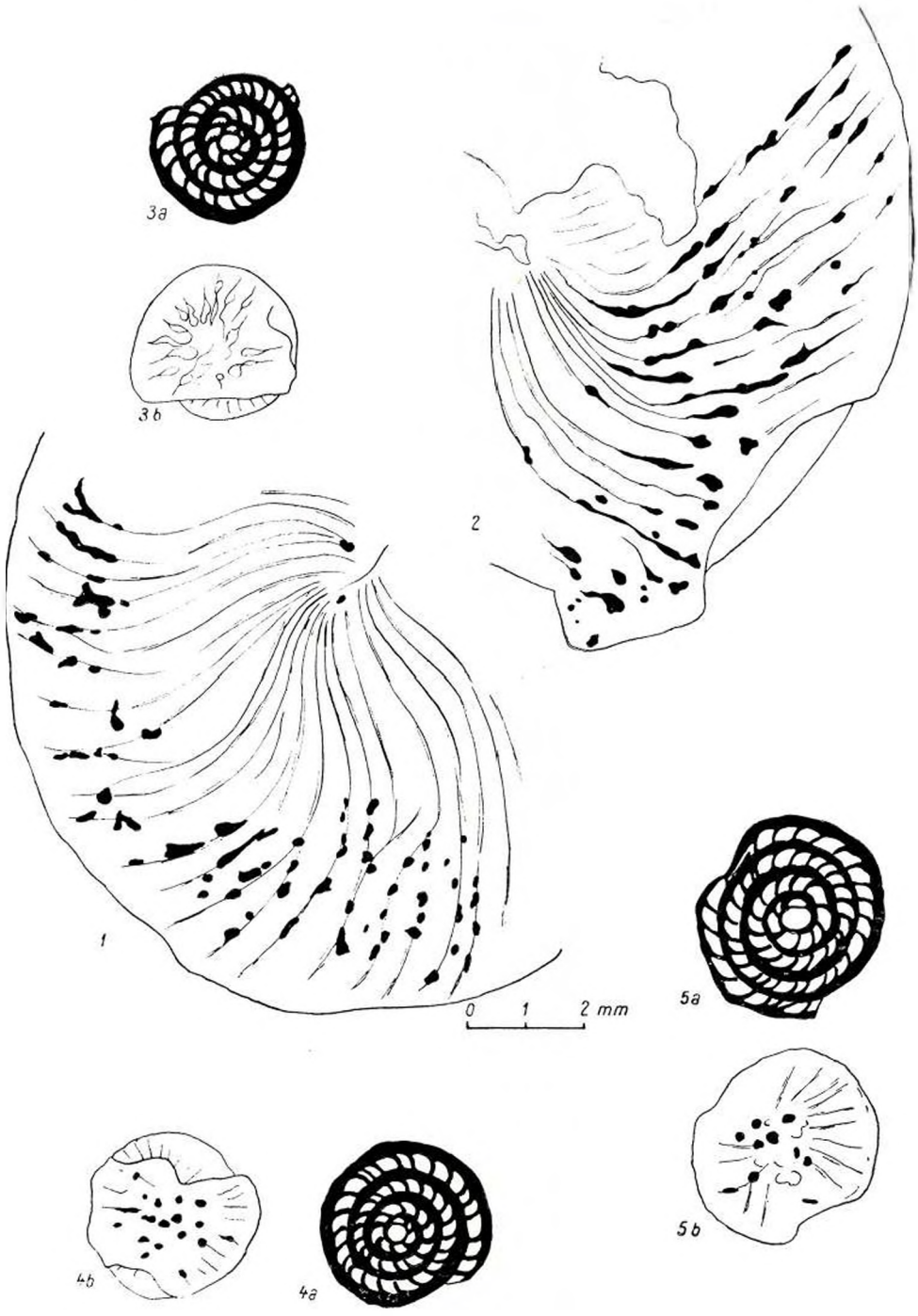
Fig. 2. — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; B, exemplar tratat cu HCl (C—L 10).

Fig. 3 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; A, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)* (C—L 8).

Fig. 4 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; A, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)* (C—L 9).

Fig. 5 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* DE LA HARPE; A, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)* (C—L 8).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

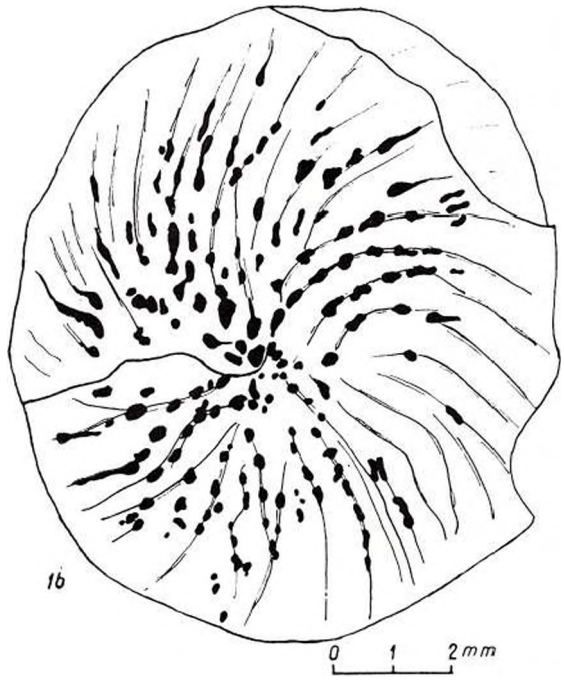
Fig. 1 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE; B, secțiunea ecuatorială a unui exemplar calcitizat *(a)* și suprafața cochiliei *(b)*.

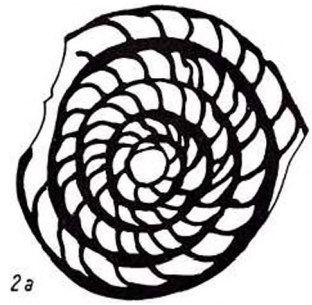
Fig. 2 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE; A, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)*.

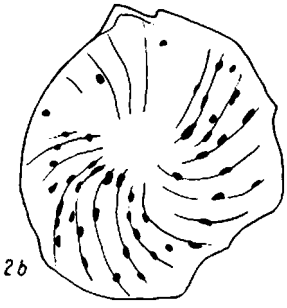
Fig. 3 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE; A, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)*.

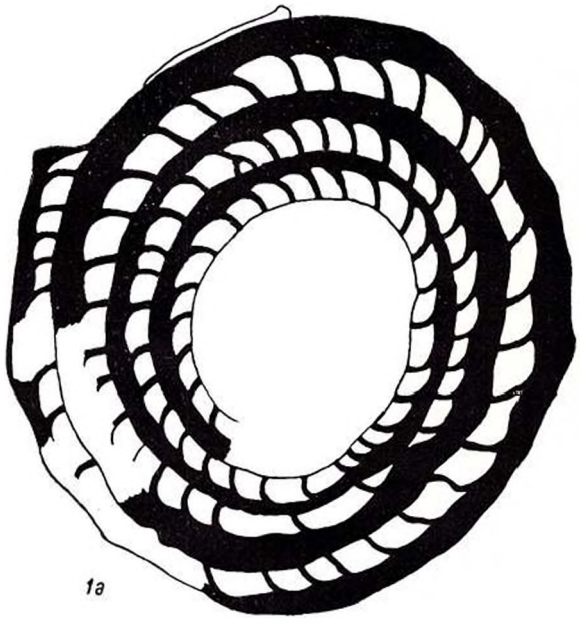
(V.C.)

Institutul Geologic al României

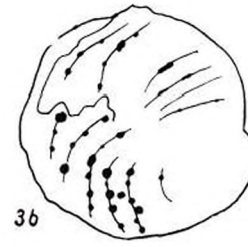












Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII

Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

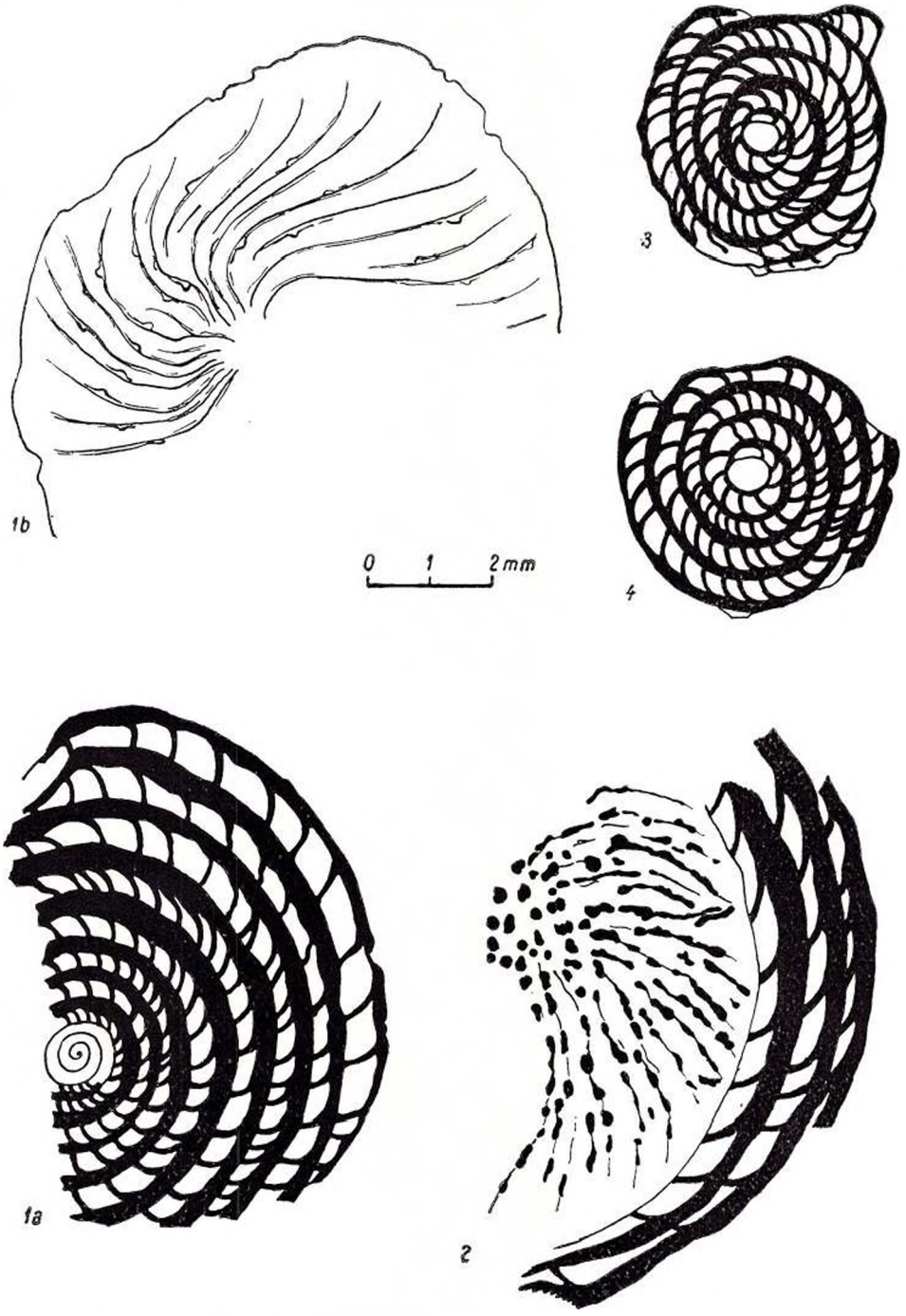
Fig. 1 *(a, b).* — *Nummulites partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE; B, secţiunea ecuatorială *(a)* şi suprafaţa cochiliei *(b)* cu noduli pe filete.

Fig. 2. — *Nummulites partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE; B, pilieri evidenţi prin decorticare.

Fig. 3, 4. — *Nummulites partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE; A, secţiuni ecuatoriale.

(V.C.)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

Institutul Geologic al României

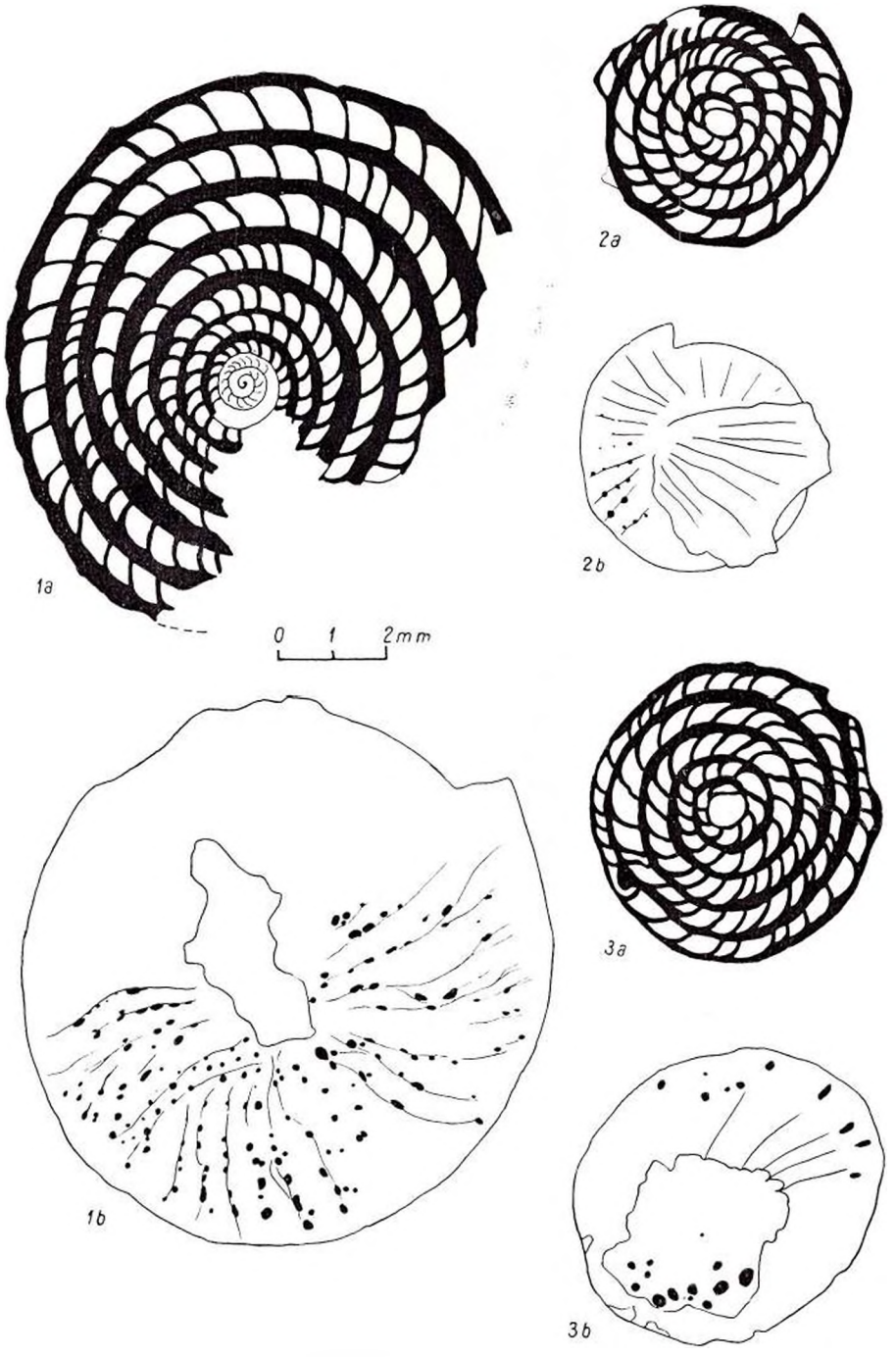
PLANȘA IX

Fig. 1 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE; B, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)* unui exemplar decorticat.

Fig. 2 *(a, b)*, 3 *(a, b)*. — *Nummulites partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE; A, secțiunile ecuatoriale *(a)* și suprafețele cochiliilor *(b)*.

(V.C.)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

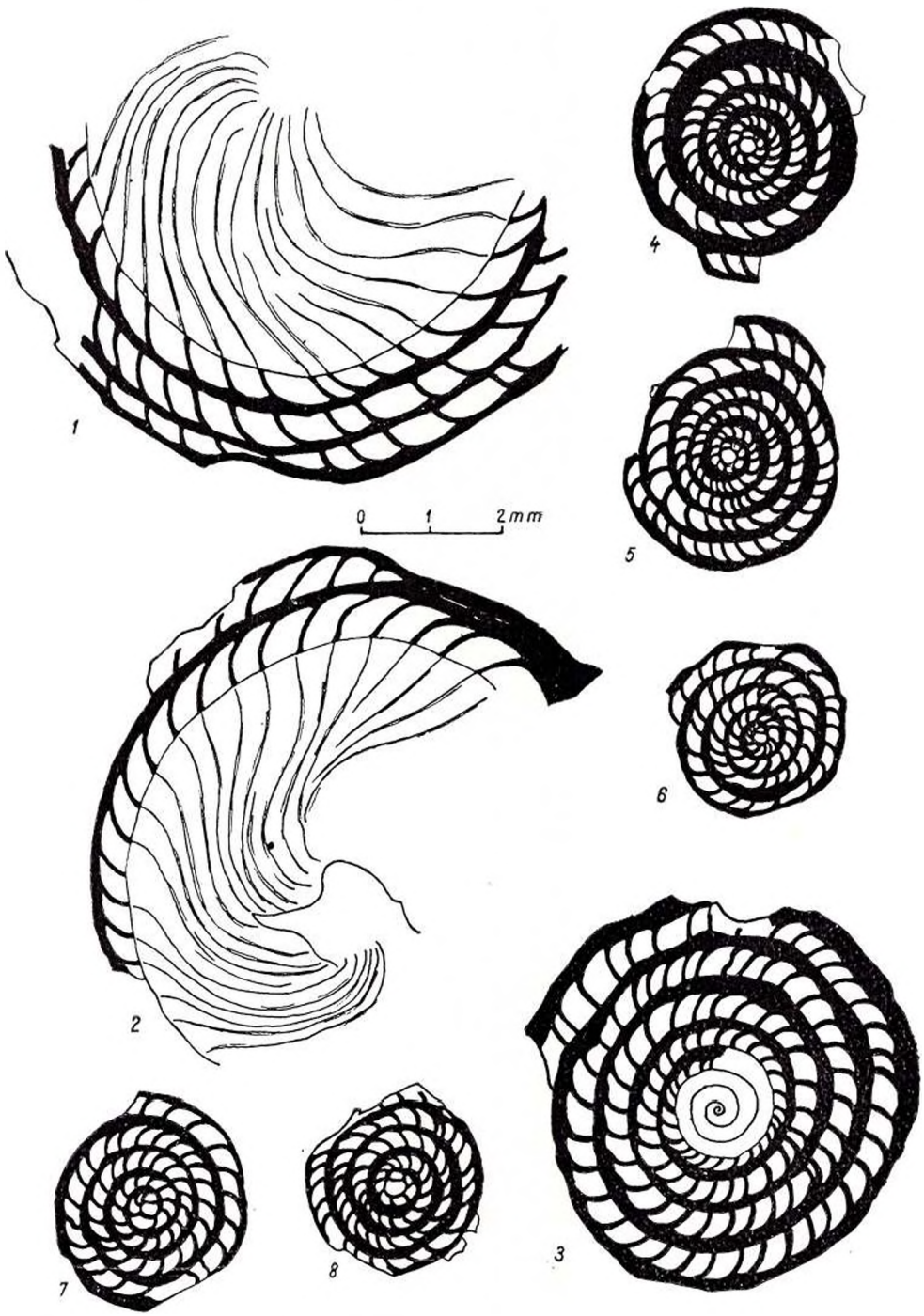
PLANŞA X

Institutul Geologic al României

PLANȘA X

Fig. 1, 2. — *Nummulites rotularius* DESHAYES; B, exemplare decorticate (C—L 4).
Fig. 3. — *Nummulites rotularius* DESHAYES; B, secțiune ecuatorială (C—L 8).
Fig. 4, 5, 6, 7, 8. — *Nummulites rotularius* DESHAYES; A, secțiuni ecuatoriale (C—L 8, 9, 10, 2) (figura 4 reprezintă un exemplar cu spira groasă).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

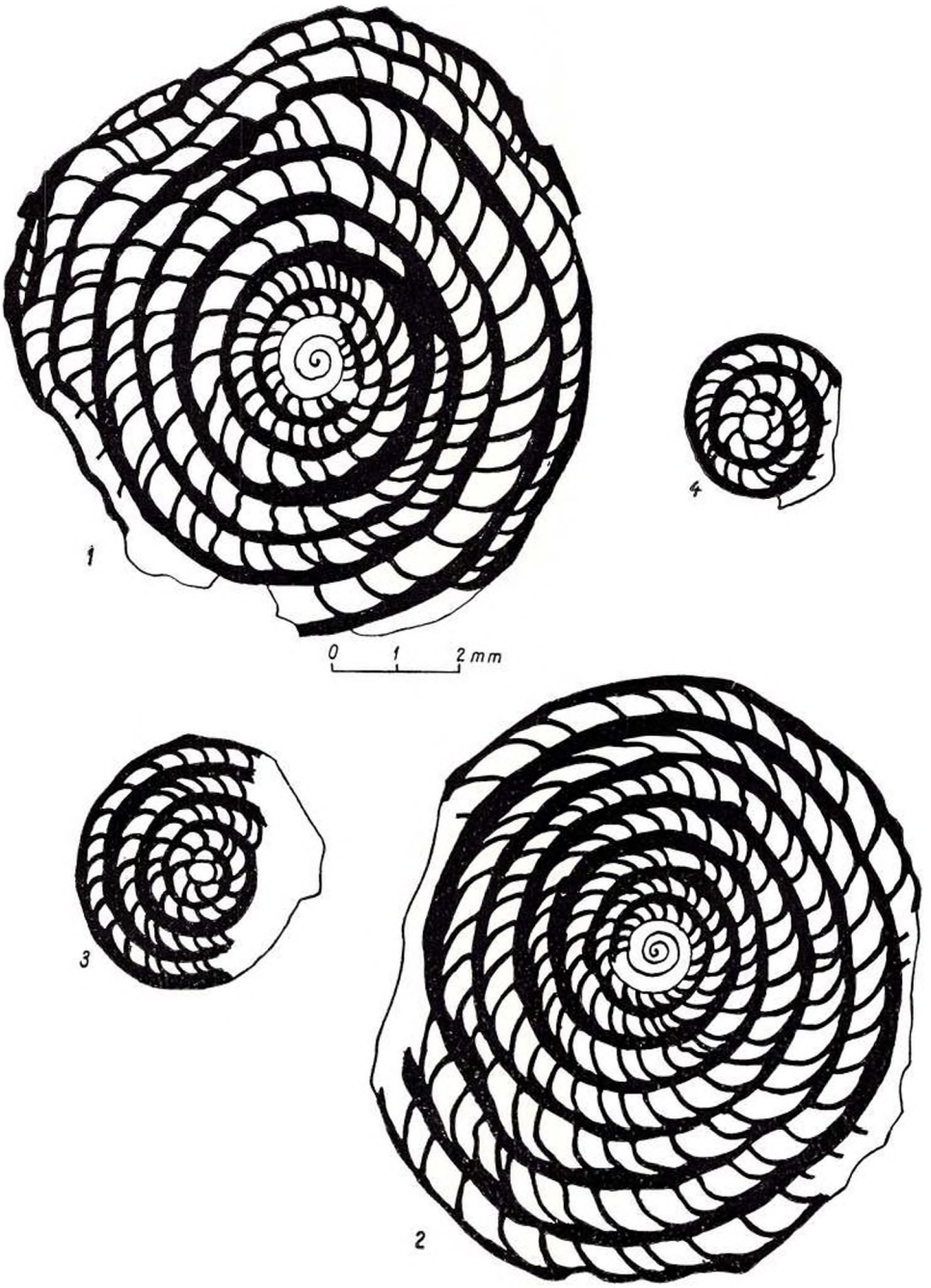
PLANŞA XI

Institutul Geologic al României

PLANŞA XI

Fig. 1, 2.— *Nummulites praecursor* DE LA HARPE; B, secţiuni ecuatoriale (C—L 10).
Fig. 3. — *Nummulites praecursor* DE LA HARPE; A, secţiune ecuatorială (C—L 8).
Fig. 4. — *Nummulites praecursor* DE LA HARPE; A, secţiune ecuatorială (C—L 9) (formă de trecere la *N. atacicus* LEYMERIE).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

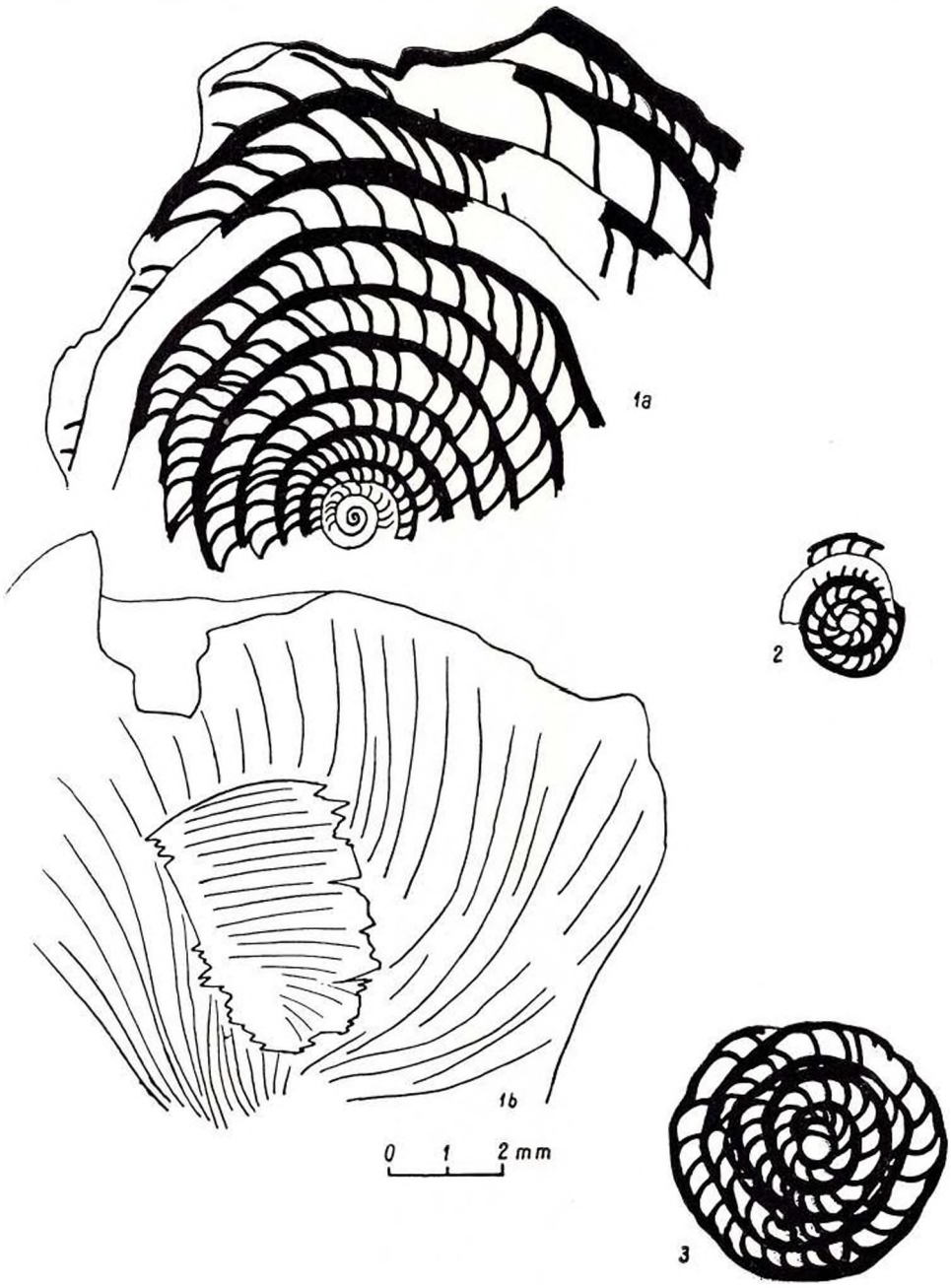
Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

Fig. 1 *(a, b)*. — *Nummulites atacicus* LEYMERIE; B, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)* (V.C.).

Fig. 2, 3. — *Nummulites atacicus* LEYMERIE; A, secțiuni ecuatoriale (C—L 8,9).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA XIII

Institutul Geologic al României

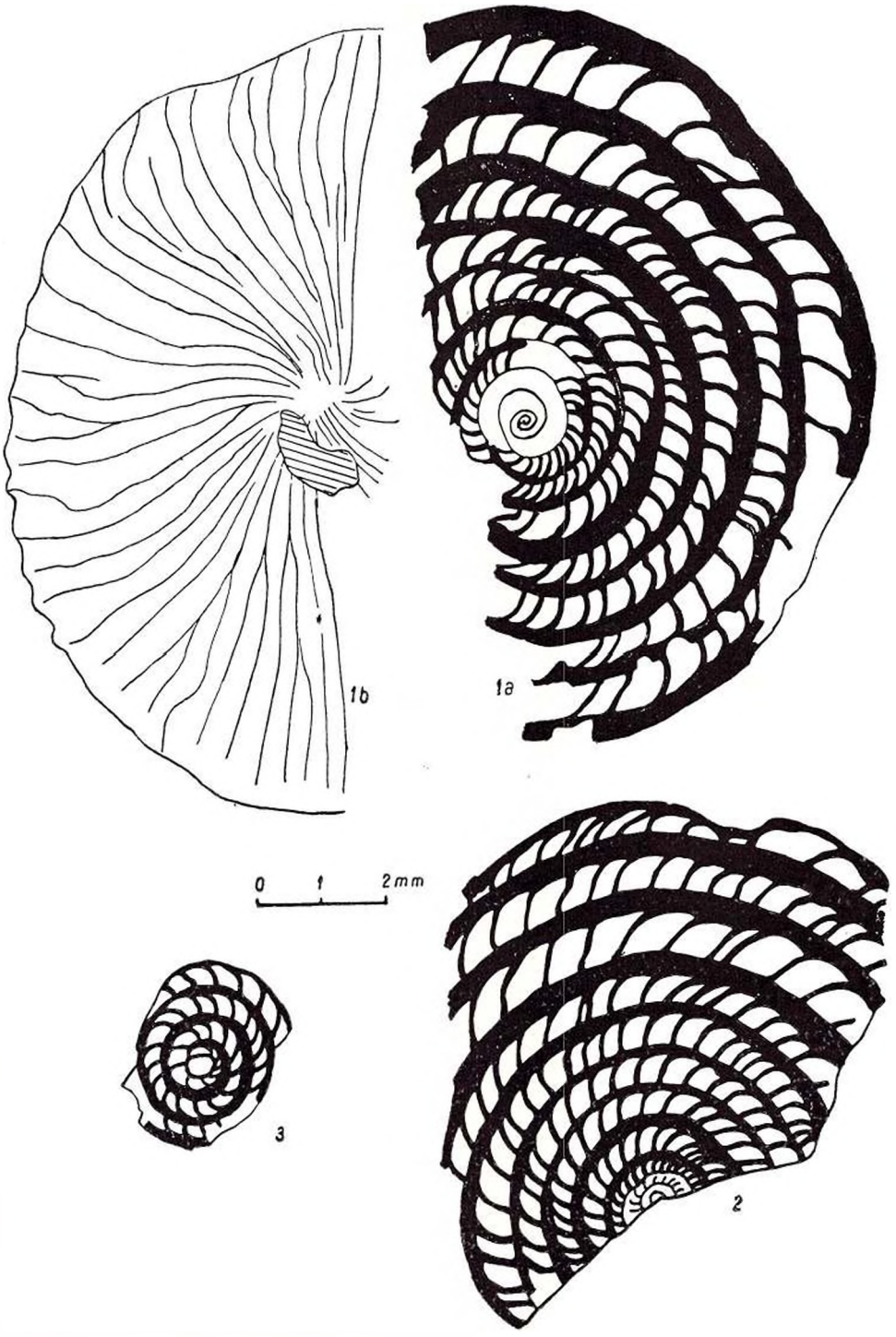
PLANȘA XIII

Fig. 1. *(a, b)*. — *Nummulites atacicus* LEYMERIE; B, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochilici *(b)* unui exemplar decorticat (C—L 4).

Fig. 2. — *Nummulites atacicus* LEYMERIE; B, secțiunea ecuatorială a unui exemplar tînăr (V.C.).

Fig. 3. — *Nummulites atacicus* LEYMERIE; A. secțiune ecuatorială (C—L. 4).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XIV

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIV

Fig. 1. — *Nummulites murchisoni* BRUNNER; B, secțiune ecuatorială (C—L 11).
Fig. 2. — *Nummulites murchisoni* BRUNNER; A, secțiune ecuatorială (C—L 8).

Institutul Geologic al României





Institutul Geologic al României

PLANȘA XV

Institutul Geologic al României

PLANŞA XV

Fig. 1. — *Nummulites murchisoni* BRUNNER; B, secţiune ecuatorială (C—L 9).
Fig. 2. — *Nummulites murchisoni* BRUNNER; A, secţiuni ecuatoriale (C—L 8,7).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XVI

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVI

Fig. 1. — *Nummulites irregularis* DESHAYES; B, secțiune ecuatorială (C—L 4).

Fig. 2. — *Nummulites irregularis* DESHAYES; B, secțiunea ecuatorială a unui exemplar cu diametru maxim. Inversiunea înclinării septelor pe ultimele tururi ale lamei spirale (V.C.).

Fig. 3. — *Nummulites* cf. *irregularis* DESHAYES; A, secțiune ecuatorială (C—L 8).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

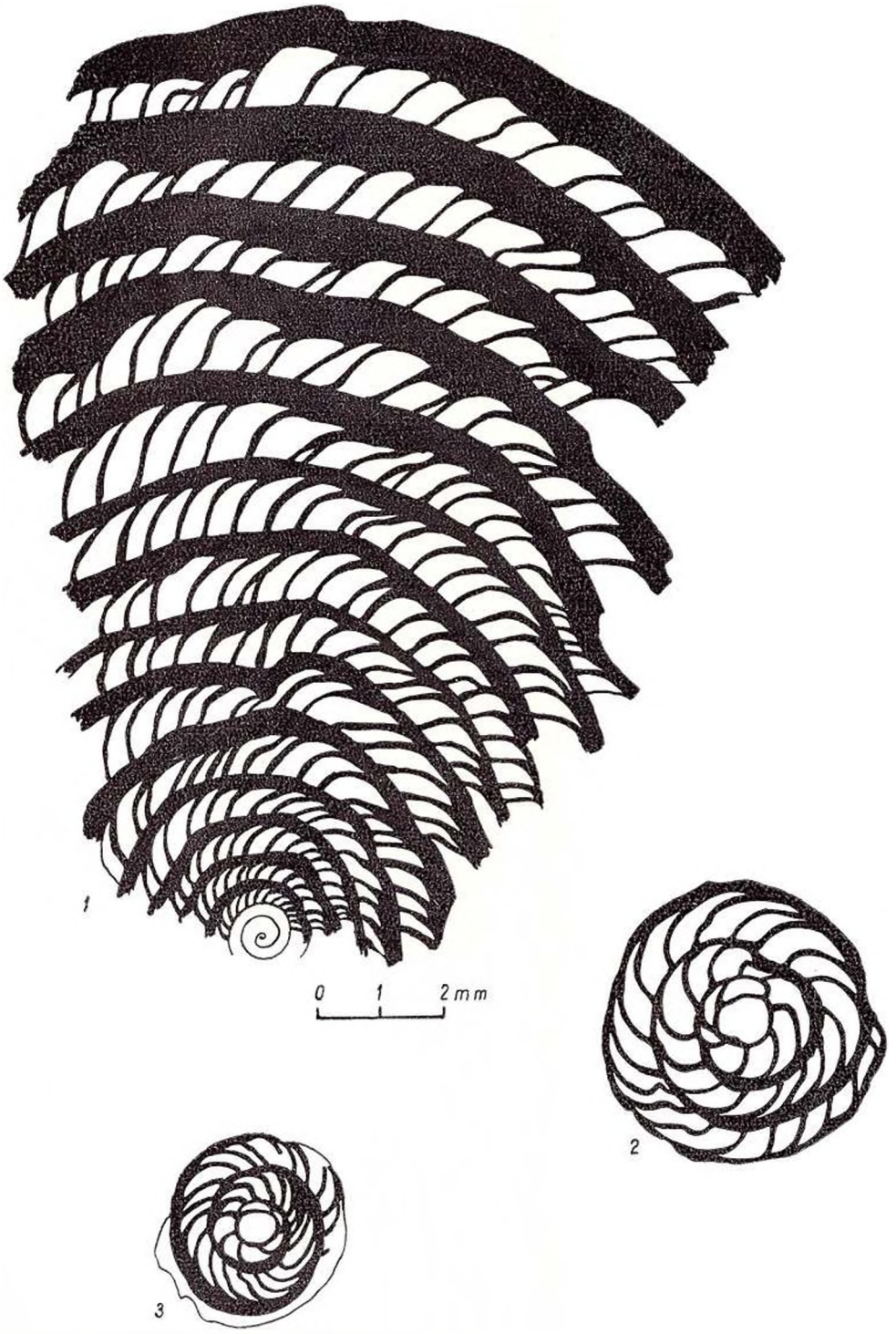
PLANŞA XVII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVII

Fig. 1. — *Nummulites distans* Deshayes; B, secțiune ecuatorială (C—L 10).
Fig. 2, 3. — *Nummulites* cf. *distans* Deshayes; A, secțiuni ecuatoriale (C—L 8,9).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XVIII

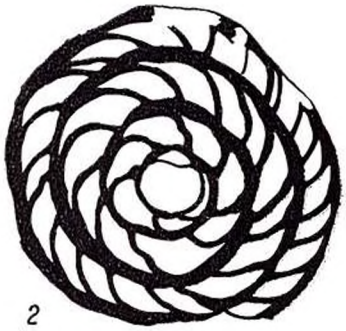
Institutul Geologic al României

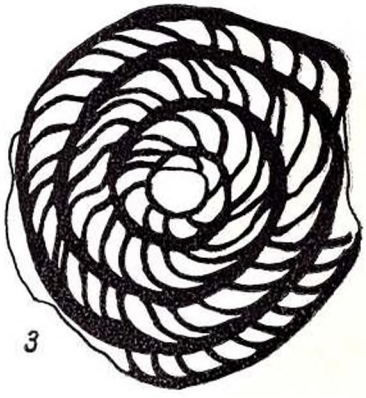
PLANȘA XVIII

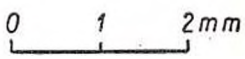
Fig. 1. — *Nummulites distans* DESHAYES; B, secțiune ecuatorială (C—L 1).
Fig. 2. — *Nummulites distans* DESHAYES; A, secțiunea ecuatorială a unui exemplar tipic (C—L 8).
Fig. 3. — *Nummulites distans* DESHAYES; A, secțiunea ecuatorială a unei forme de trecere la *N. pratti* D'ARCHIAC & HAIME (C—L 10).

Institutul Geologic al României









Institutul Geologic al României

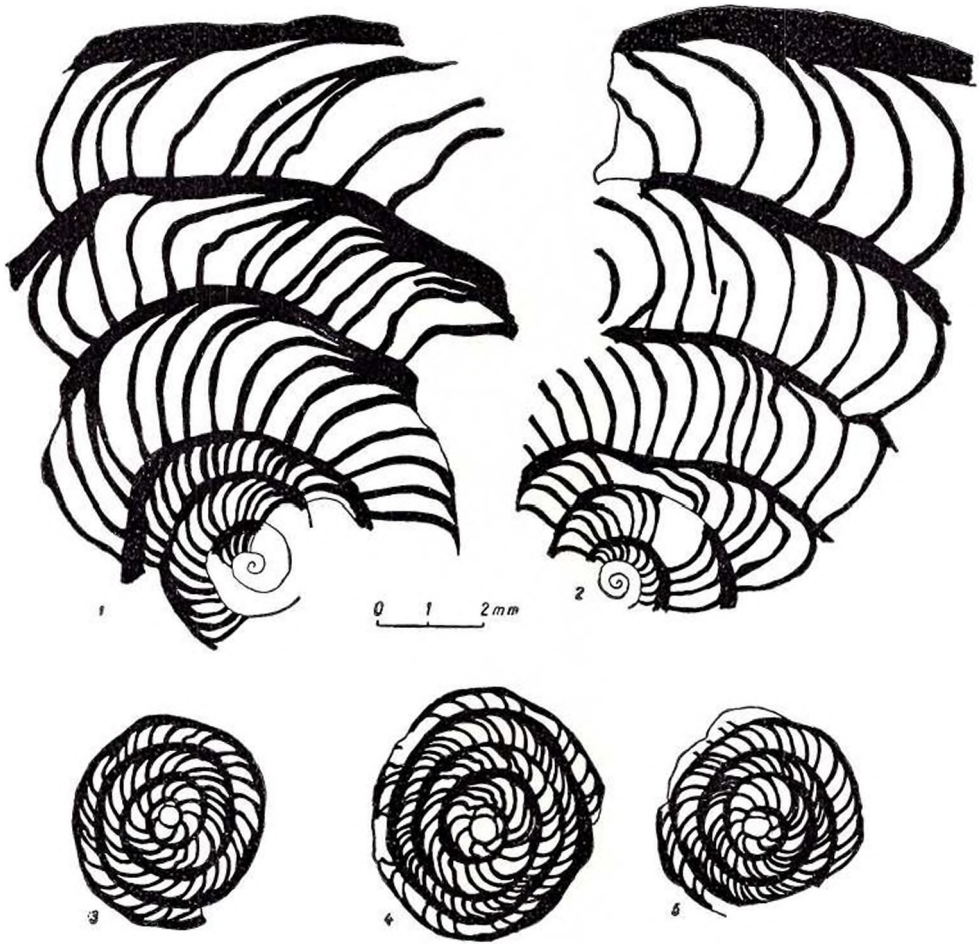
PLANȘA XIX

Institutul Geologic al României

PLANȘA XIX

Fig. 1, 2. — *Nummulites pratti* D'ARCHIAC & HAIME; B, secțiuni ecuatoriale (C—L 9).
Fig. 3, 4, 5. — *Nummulites pratti* D'ARCHIAC & HAIME; A, secțiuni ecuatoriale (C—L 4, 8, 9).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANŞA XX

Institutul Geologic al României

PLANȘA XX

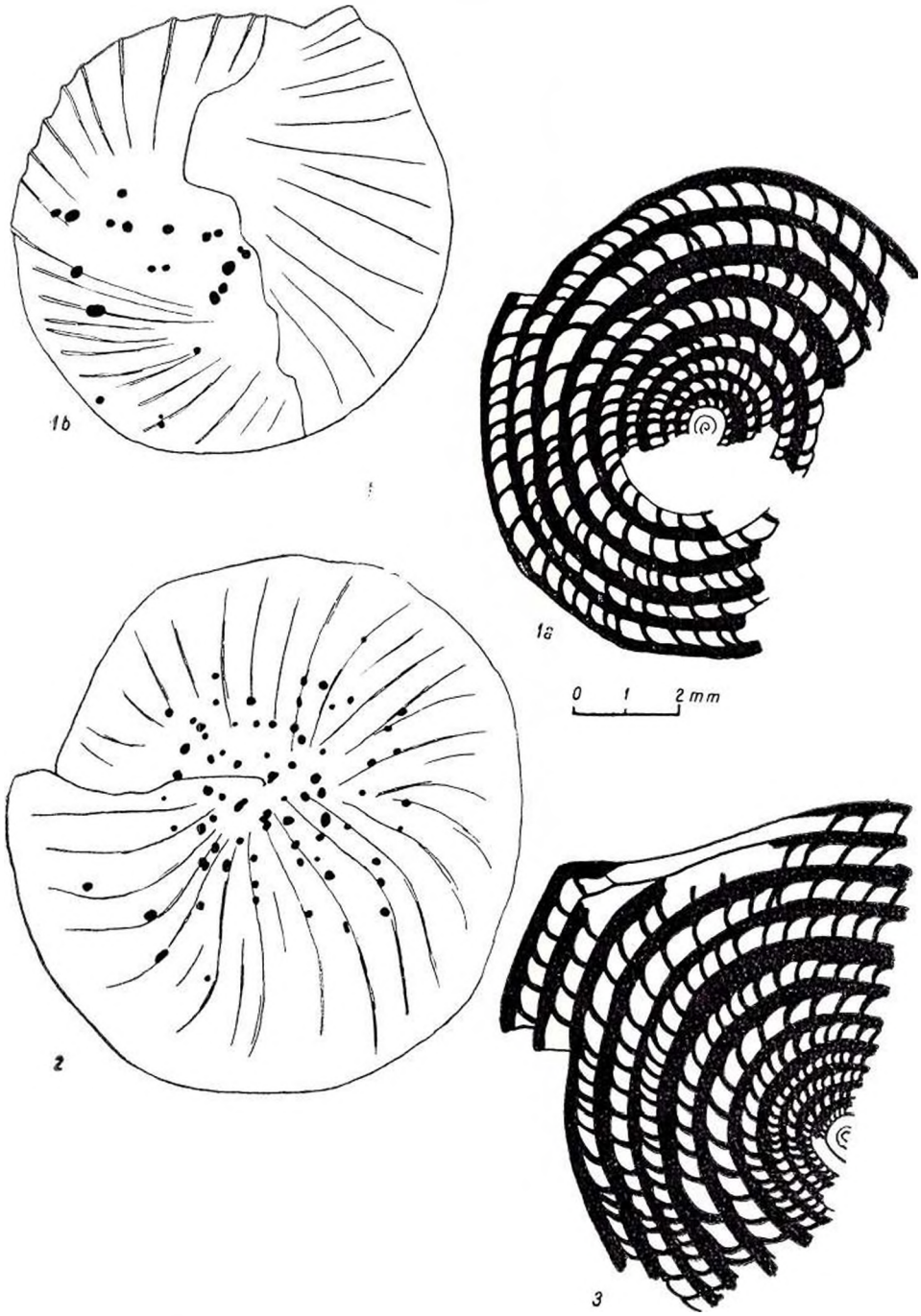
Fig. 1 *(a, b)*. — *Nummulites* sp., aff. *gisehensis* FORSKAL; B, secțiunea ecuatorială *(a)* și suprafața cochiliei *(b)*.

Fig. 2. — *Nummulites* sp., aff. *gisehensis* FORSKAL; B, suprafața cochiliei decorticată.

Fig. 3. — *Nummulites* sp., aff. *gisehensis* FORSKAL; B, secțiune ecuatorială.

(V.C.)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XXI

Institutul Geologic al României

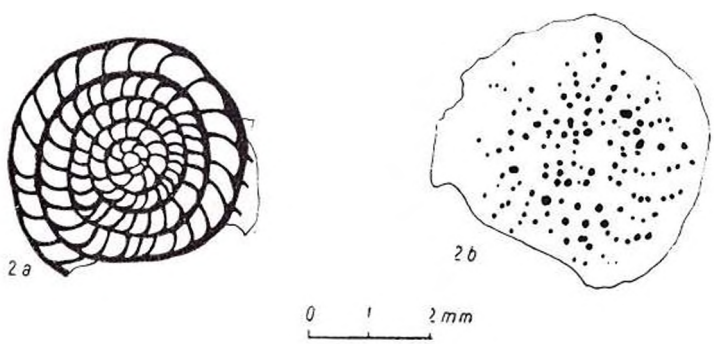
PLANȘA XXI

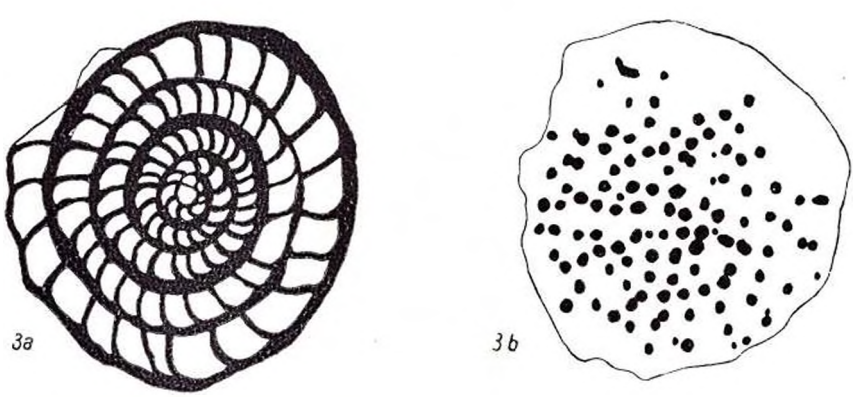
Fig. 1. — *Assilina placentula* DESHAYES; B, secțiuni ecuatoriale (C—L 9,10).

Fig. 2 *(a, b)*, 3 *(a, b)*. — *Assilina placentula* DESHAYES; A, secțiunile ecuatoriale *(a)* și suprafețele cochiliilor *(b)* (C—L 7, 9).

Institutul Geologic al României







Institutul Geologic al României

PLANȘA XXII

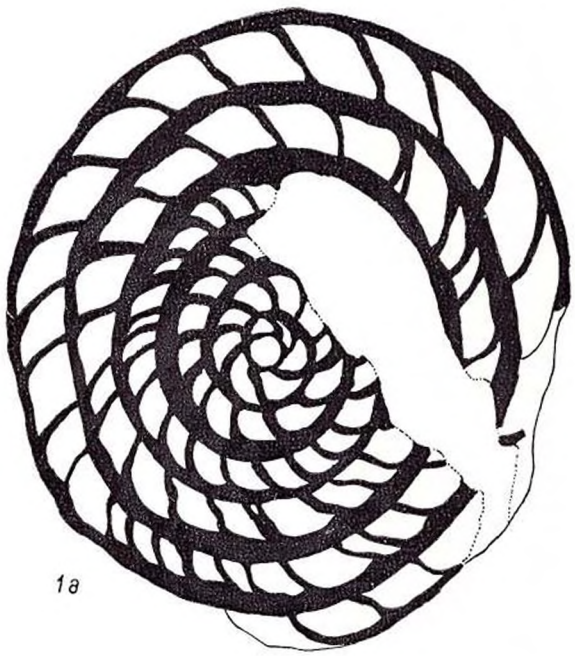
Institutul Geologic al României

PLANŞA XXII

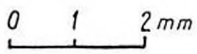
Fig. 1 *(a, b)*. — *Assilina douvillei* ABRARD & FABRE; A, secţiunea ecuatorială *(a)* şi suprafaţa cochiliei *(b)* (V.C.).

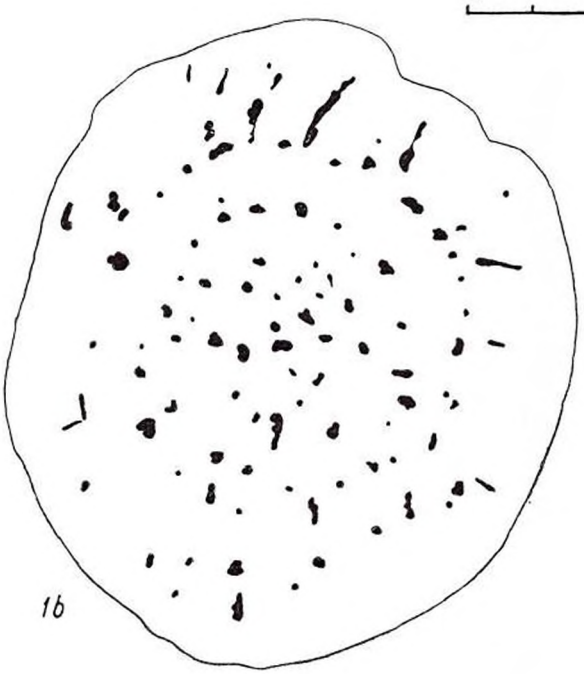
Fig. 2, 3. — *Assilina douvillei* ABRARD & FABRE; A, secţiuni transversale (V.C.).

Institutul Geologic al României











Institutul Geologic al României

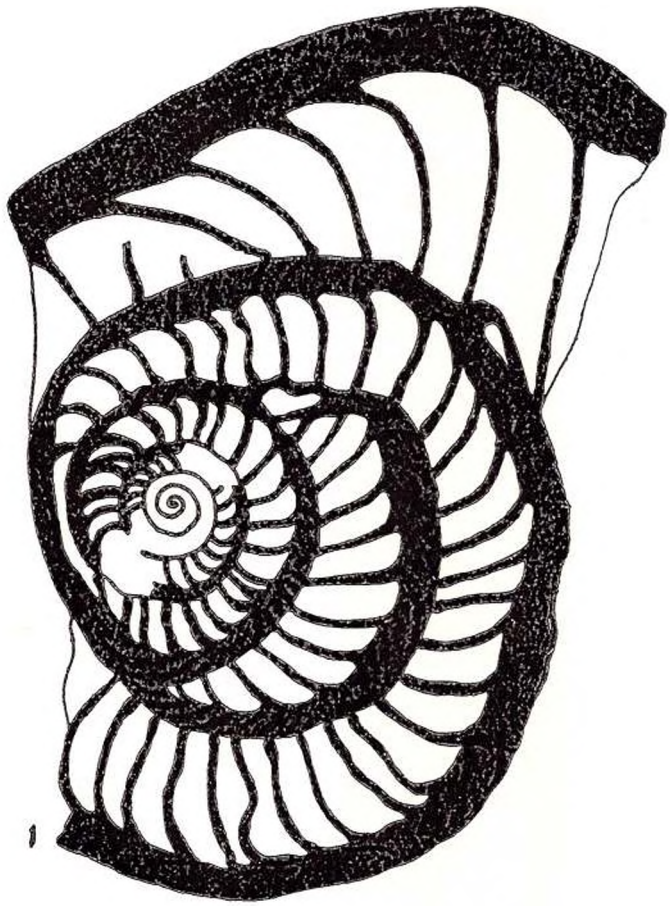
PLANȘA XXIII

Institutul Geologic al României

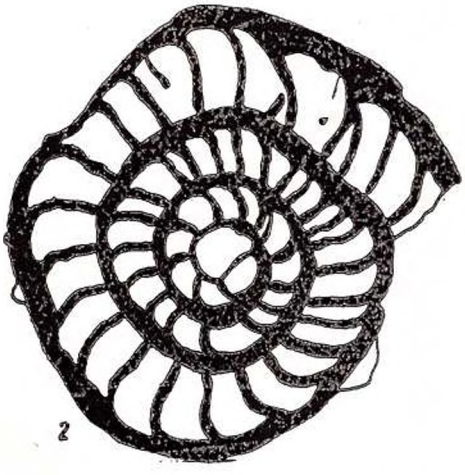
PLANȘA XXIII

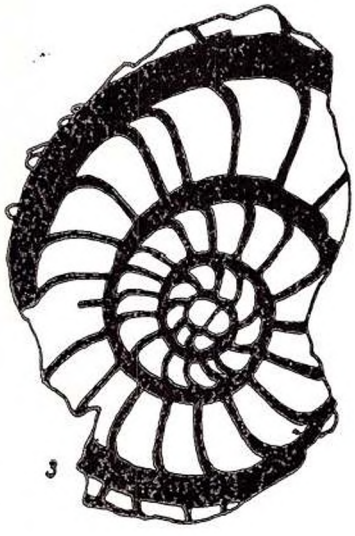
Fig. 1. — *Assilina praespira* DOUVILLÉ; B, secțiunea ecuatorială a unui exemplar deformat (C—L 7).
Fig. 2. — *Assilina praespira* DOUVILLÉ; A, (formă de trecere către *Assilina spira* DE ROISSY), secțiune ecuatorială (V.C.).
Fig. 3. — *Assilina praespira* DOUVILLÉ; A, secțiune ecuatorială (V.C.).

Institutul Geologic al României









Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIV

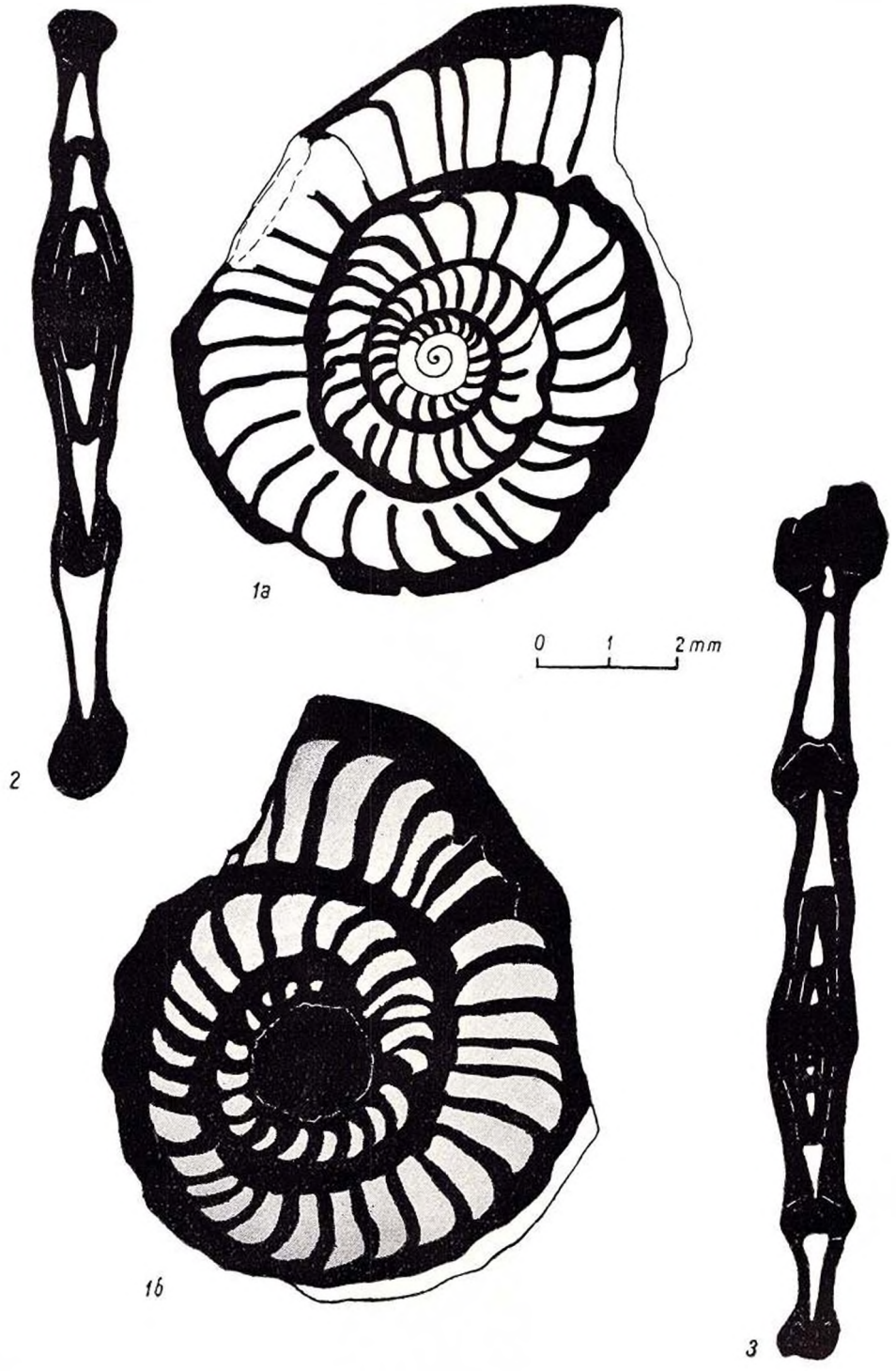
Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIV

Fig. 1 (*a*, *b*). — *Assilina praespira* DOUVILLÉ; B, secțiunea ecuatorială (*a*) și suprafața cochiliei (*b*) (C—L 7).

Fig. 2, 3. — *Assilina praespira* DOUVILLÉ; B, secțiuni transversale (V.C.).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

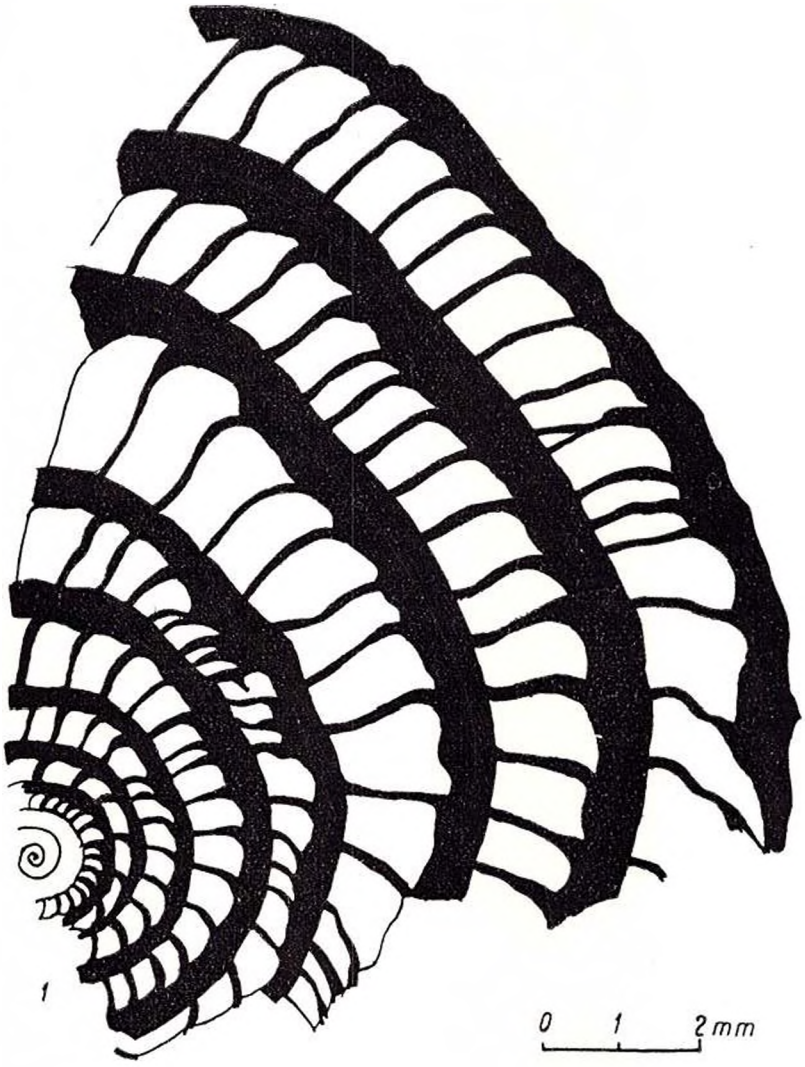
PLANȘA XXV

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXV

Fig. 1. — *Assilina exponens* SOWERBY; B, secţiune ecuatorială.
Fig. 2. — *Assilina exponens* SOWERBY: B, secţiune transversală.

Institutul Geologic al României





Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVI

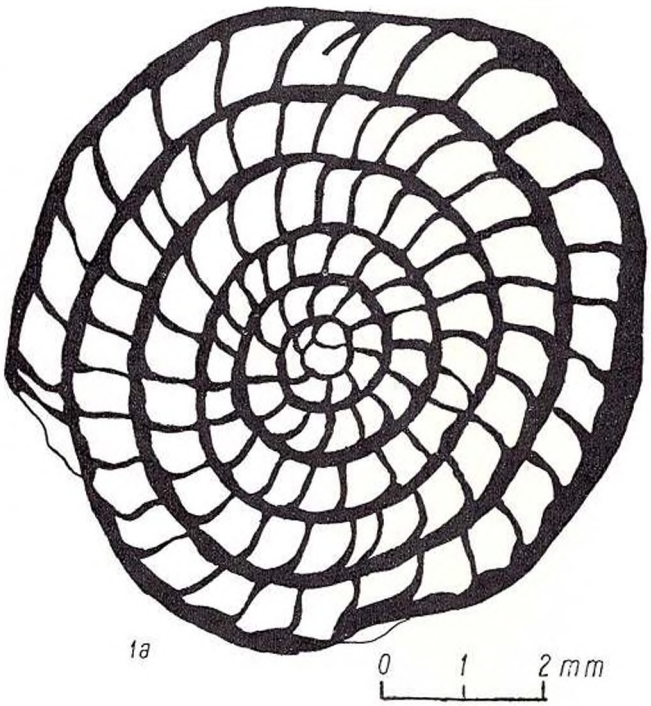
Institutul Geologic al României

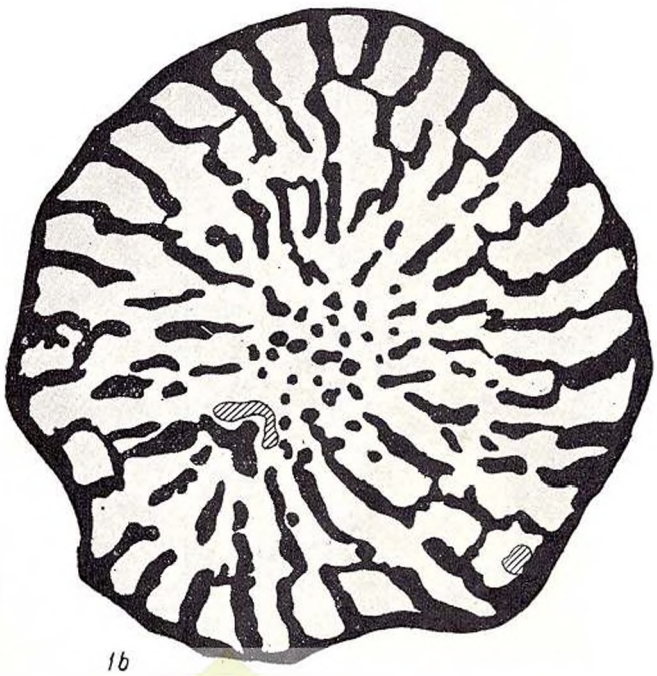
PLANȘA XXVI

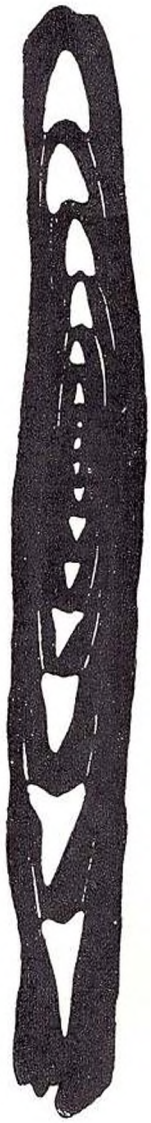
Fig. 1 (*a*, *b*). — *Assilina exponens* SOWERBY; A, secțiunea ecuatorială (*a*) și suprafața cochiliei (*b*) (C—L 7).

Fig. 2. — *Assilina exponens* SOWERBY; B, secțiune transversală (V.C.).

Institutul Geologic al României







Institutul Geologic al României

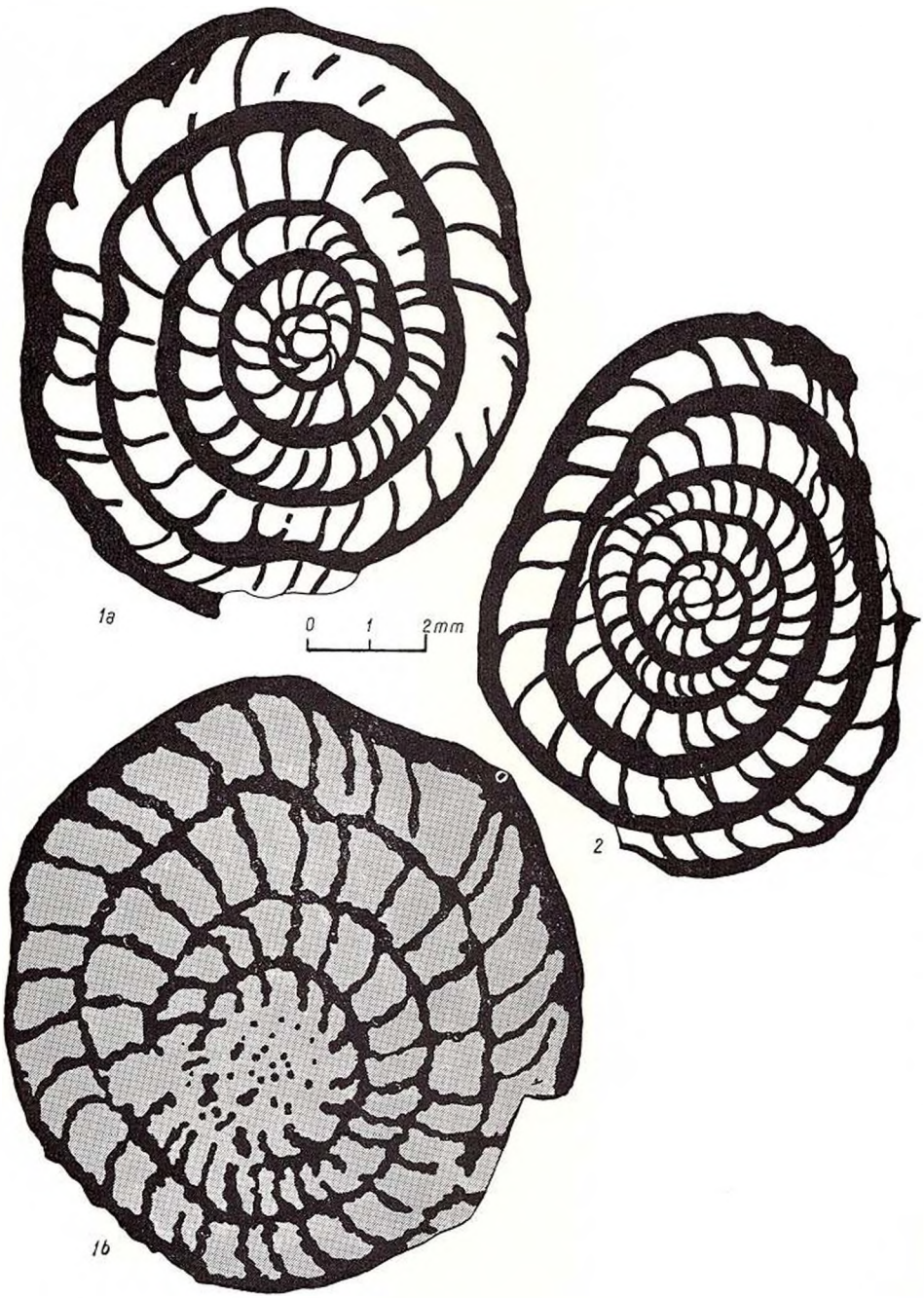
PLANȘA XXVII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVII

Fig. 1 (*a*, *b*). — *Assilina spira* DE ROISSY; A, secțiunea ecuatorială (*a*) și suprafața cochiliei (*b*) (V.C.)
Fig. 2. — *Assilina spira* DE ROISSY; A, secțiune ecuatorială (V.C.).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

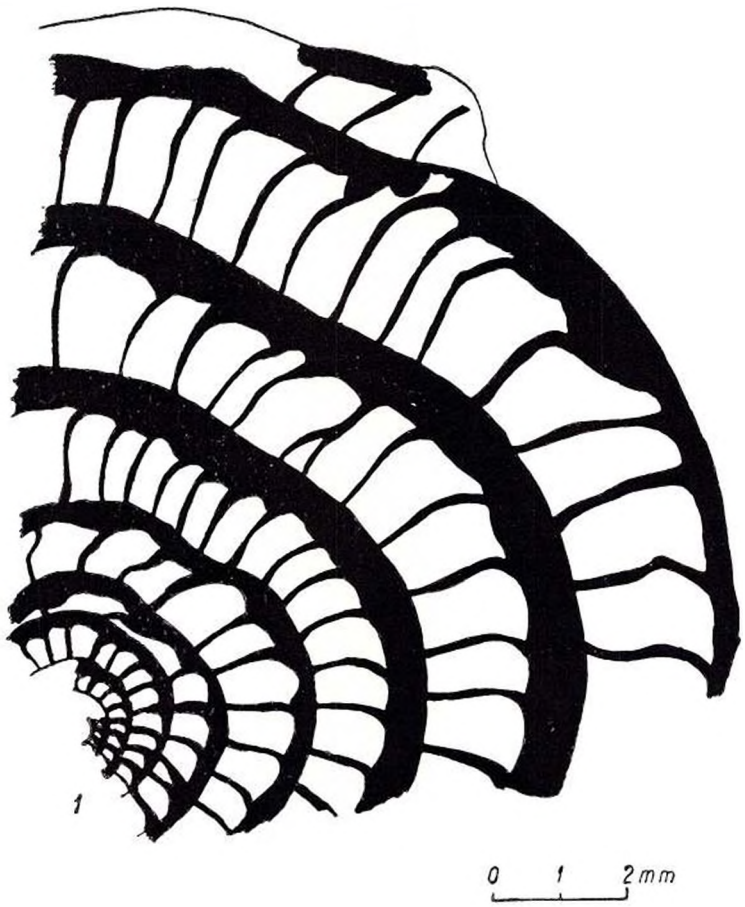
PLANȘA XXVIII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXVIII

Fig. 1. — *Assilina spira* DE ROISSY; B, secțiune ecuatorială (C—L 10).
Fig. 2. — *Assilina spira* DE ROISSY; A, secțiune ecuatorială (V.C.).

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XXIX

Institutul Geologic al României

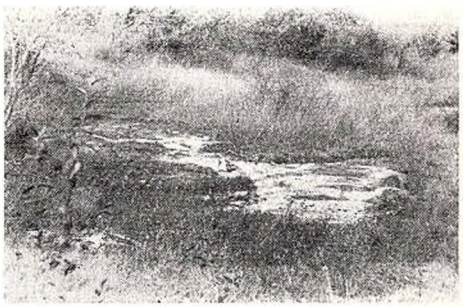
PLANȘA XXIX

Fig. 1. — Cariera de calcar numulitic de la Lespezi (Dealul Ghioclemeș), orizontul mediu.
Fig. 2. — Punctul de colectare nr. 9, Valea Techechioi, orizontul numulitic superior.
Fig. 3. — Valea Rea, deschiderea orizontului numulitic superior pe malul stîng al văii Enișenlia.
Fig. 4. — Cetate, deschiderea orizontului numulitic superior pe malul drept al văii Enișenlia.
Fig. 5. — Valea Ceșmelii, deschidere cu blocuri de calcar numulitic.

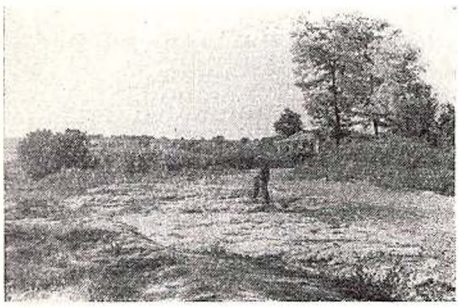
Institutul Geologic al României



1



2



3



4



5

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXX a

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXX a

Fig. 1. — *Nummulites murchisoni* BRUNNER, forma A « major », C—L 7, 8, 9.
Fig. 2. — *Nummulites murchisoni* BRUNNER, forma A « major », C—L 7.
Fig. 3. — *Nummulites murchisoni* BRUNNER, forma A « minor » C—L 7, 8, 9 (idem fig. 3, Pl. XV).
Fig. 4. — *Assilina praespira* DOUVILLÉ, forma A, V.C.

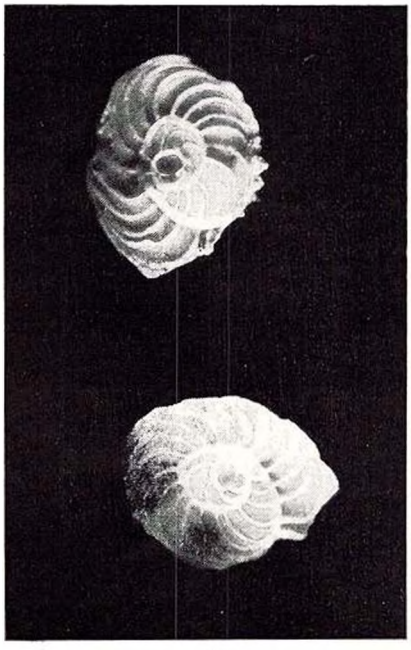
Institutul Geologic al României



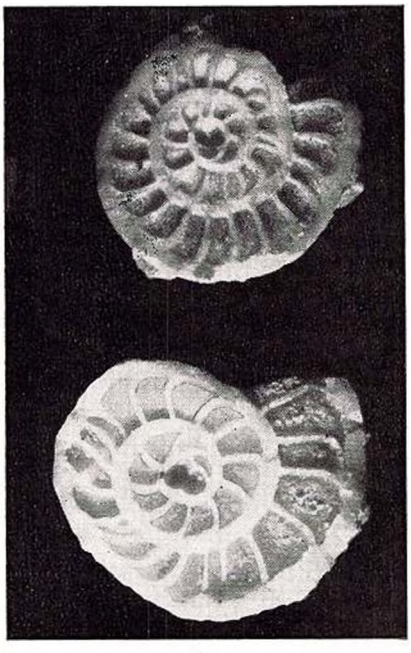
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXX b

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXX b

Fig. 5. — *Assilina praespira* DOUVILLÉ, forma B, C—L 7 (idem fig. 1, Pl. XXIII).
Fig. 6. — *Assilina praespira* DOUVILLÉ, forma B, C—L 7 (idem fig. 1, Pl. XXIV).
Fig. 7. — *Assilina praespira* DOUVILLÉ, forma B, C—L 7.
Fig. 8. — *Assilina exponens* SOWERBY, forma A, C—L 7 (idem fig. 1, Pl. XXVI).
(Toate figurile ×7).
C—L = Cetate—Lespezi.
V.C. = Valea Cișmelii.

Institutul Geologic al României



5



6



7



8

Institutul Geologic al României

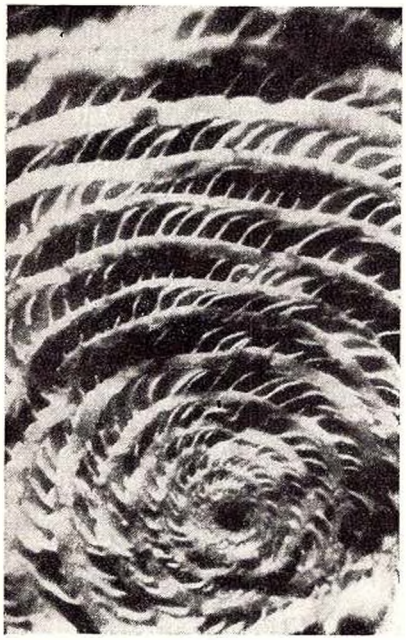
PLANȘA XXXI a

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXXI a

Fig. 1. — *Nummulites distans* DESHAYES, forma B, C—L 1. × 7.
Fig. 2. — *Nummulites irregularis* DESHAYES, forma B, C—L 1. × 7.
Fig. 3. — *Nummulites irregularis* DESHAYES, forma B, C—L 4. × 7.
Fig. 4. — *Nummulites atacicus* LEYMERIE, forma B, C—L 10. × 7.

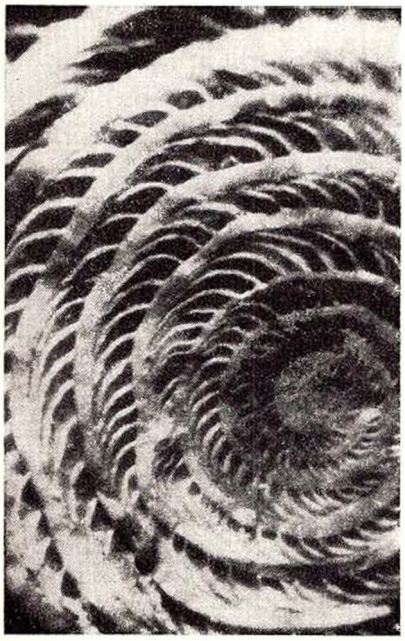
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXXI b

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXXI b

Fig. 5. — *Nummulites atacicus* LEYMERIE, forma B, C—L 10 (suprafața decorticată a cochiliei)
Fig. 6. — *Nummulites rotularius* DESHAYES, forma B, C—L 2.
Fig. 7. — *Nummulites distans* DESHAYES, forma A, C—L 10.
Fig. 8. — *Nummulites distans* DESHAYES, forma A, C—L 10.
(Toate figurile ×7).

Institutul Geologic al României



5



6



7



8

Institutul Geologic al României

PLANŞA XXXII a

Institutul Geologic al României

PLANȘA XXXII a

Fig. 1. — *Assilina exponens* SOWERBY, forma B, C—L 1.
Fig. 2. — *Assilina exponens* SOWERBY, forma B, C—L 7.
Fig. 3. — *Assilina exponens* SOWERBY, forma A, C—L 10.
Fig. 4. — *Nummulites partschi* var. *tauricus* DE LA HARPE, forma A, V.C.

Institutul Geologic al României



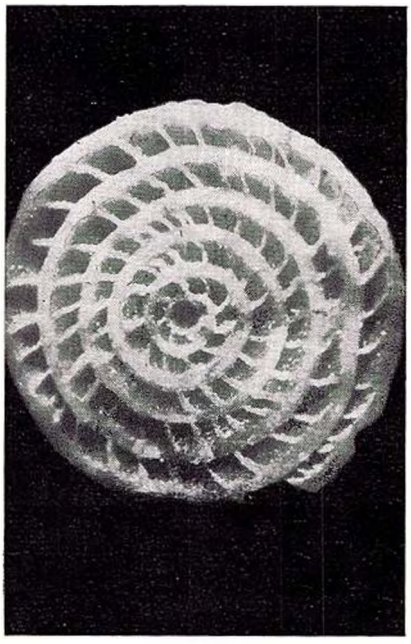
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

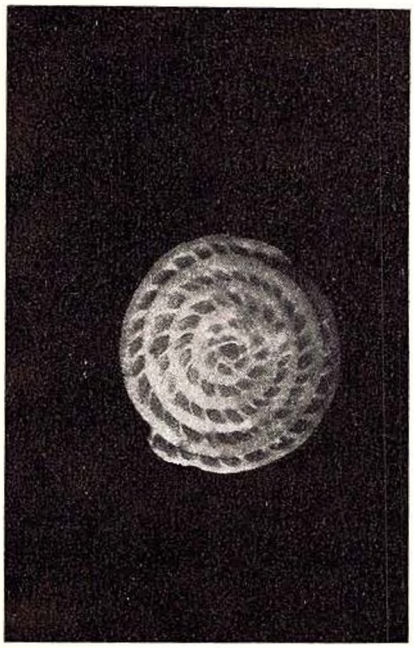
PLANȘA XXXII b

Institutul Geologic al României

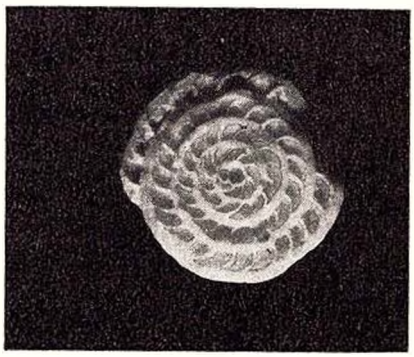
PLANȘA XXXII b

Fig. 5. — *Nummulites rotularius* DESHAYES, forma A, C—L 4.
Fig. 6. — *Nummulites rotularius* DESHAYES, forma A, C—L 2.
Fig. 7. — *Nummulites irregularis* DESHAYES, forma A, C—L 7.
Fig. 8. — *Nummulites pratti* D'ARCHIAC și HEIME, forma A, C—L 7.
(Figura 4 ×12; toate celelalte ×7).

Institutul Geologic al României



5



6



7



8

Institutul Geologic al României

28. Fabiani R., Il Terziario del Trentino. *Mem. Ist. geol. R. Univ. Padova*, 6, 1922.
29. Flandrin J., Contribution à l'étude paléontologique du Nummulitique algérien. *Mat. Carte géol. Algérie*, (1), 8, 1938 (Atlas).
30. Galloway J. J., A manual of foraminifera. Bloomington, 1933.
31. Gignoux M., Géologie stratigraphique. Paris, 1950.
32. Gubler J. & Pomeyrol R., Nouvelles observations stratigraphiques dans l'Éocène au Sud de Pau (Basses Pyrénées). *Bull. Soc. géol. France* (5), 16, 1946.
33. Harpe Ph., de la Étude sur les Nummulites de la Suisse. *Abh. Schweiz. Pal. Ges.* VII, 1880 (1).
34. Harpe Ph., de la Idem, X, 1883, (3).
35. Harpe Ph., de la Monographie der in Ägypten und der lybischen Wüste vorkommenden Nummuliten. *Palaeontographica* XXX, 2, 1883.
36. Harpe Ph., de la. Matériaux pour servir à une monographie des Nummulites et Assilines (rédigé par P. Rozlozsnik). *A m. kir. Földtani Intézet Évkönyve.*, XXVII kötet, 1 füzet, 1926.
37. Heim Arnold, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. *Abh. Schweiz. Pal. Ges.* 35, 1908.
38. Leupold W., Neue mikropaläontologische Daten zur Alterfrage der alpinen Flyschbildungen. *Ecl. geol. Helv.* 26, 2, 1933.
39. Macovei Gh., Sur l'âge et les variations de facies des terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale. *C.R. Inst. Géol. Roum.* 2, 1911.
40. Macovei Gh., Asupra extensiunii Numuliticului în Dobrogea. *D.S. Inst. Geol. Rom.* 3, 1912.
41. Macovei Gh., Studii în podișul prebalcanic al Dobrogei. *Rap. activit. Inst. Geol. Rom.*, 1915.
42. Macovei Gh. & Atanasiu I., L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, 1931.
43. Macovei Gh., Geologie stratigrafică. București, 1954.
44. Nemikov G. I., O dimorfisme i pravilnom naimenovanii vidov crupnih foraminifer semeistva Nummulitidae. *Biull. M.O-va isp. Prirodi, Otd. Gheologhii* XXIX, 3, 1954.
45. Oppenheim P., Ueber die Nummuliten des Venetianischen Terziärs. Berlin, 1894.
46. Popescu-Voițești I., Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique. *An. Inst. Geol. Rom.* III, 1909.
47. Popescu-Voițești I., Les Nummulites de grande taille des régions carpathiques et leur distribution géographique. *Rev. Muz. Geol. Pal. Cluj.* 2, 1927.
48. Prever P., Le nummuliti della Forca di Presta. *Abh. d. Schweiz. Pal. Ges.* XXIX, 1902.
49. Prever P., La fauna a Nummuliti e ad Orbitoidi dei terreni tertiarii dell'alta Valle dell' Aniene. *Mem. Carta geol. d'Italia* V, (2), 1912.
50. Rozlozsnik P., Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen. *Mitt. a. d. Jaherb. d. kgl. ung. Geol. Anstalt* XXVI, 1, 1927.
51. Rozlozsnik P., Studien über Nummulinen. *Geologica hungarica, Ser. palaeont.*, 2, 1929.
52. Rutimeyer L., Über das schweizerische Nummulitenterrain. Bern, 1850.
53. Rutsch R. Die Abtrennung des Paleocaens vom Eocaen. *Ecl. geol. Helv.* 32, 2, 1939.
54. Schaub H. Über die Zugehörigkeit der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten zu Entwicklungensreihen. *Ecl. geol. Helv.* 43, 2, 1950.
55. Schaub H. & Schweighauser J. Nummuliten und Discocyclinen aus dem tiefsten Untereocaen von Gan. *Ecl. geol. Helv.* 43, 2, 1950.
56. Schaub H., Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Burücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen. *Schweiz. Pal. Abh.*, 68, 1951.
57. Schwager C. Die Foraminiferen aus den Eocaenablagerungen der lybischen Wüste und Ägyptens. *Palaeontographica* XXX, 1883.

Institutul Geologic al României

58. Schweighauser J., Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocaen und Eocaen des Vicentin (Norditalien). *Schweiz. Pal. Abh.* 70, 1953—1954.
59. Ștefănescu S., Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique. Lille, 1897.
60. Ștefănescu S., Noi observațiuni geologice în Dobrogea. *Rev. sciintifica* II, 2, 1882.
61. Verneuil M., Deshayes M. Mémoire géologique sur la Crimée (Verneuil) suivi d'Observations sur les fossiles de cette péninsule (Deshayes), 1837.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С СТРАТИГРАФИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЕМ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОБРУДЖИ НА ОСНОВАНИИ ФАУНЫ НУММУЛИТ И АССИЛИН

Г. БОМБИЦЭ

(Краткое содержание)

В настоящей работе автор проводит пересмотр стратиграфии эоценовых отложений Добруджи, развитых на юге, в районе Азарлык (Четатя)—Текекиой (Леспезьи) и в долине Чешмелей (на западе г. Чернаводэ). Использованным биостратиграфическим критерием — является фауна нуммулитов и ассилин.

На основании данных предыдущих исследователей, отложения с нуммулитами в Добрудже представляют «верхнюю часть нижнего и среднего эоцена» (Виктор Анастасиу, 1896) верхний лютетский-оверский ярус (И. Попеску-Войтештьи, 1909) или только лютетский (Г. Маковей, 1911—1954).

Эоцен южной Добруджи имеет чисто трансгрессивный характер. Он был отложен над допалеогеновым рельефом: в периметре местностей Четатя и Леспезьи залегает на сеноманском песчанике или на сенонском мелу; в долине Чешмелий эоцен залегает над альбскими глауконитовыми песками. В области Четатя—Леспезьи эоценовые отложения представлены в основании глауконитовыми песками (5 м) с *Nummulites globulus*, *N. exilis*, *N.* cf. *pernotus*. Нижний ипрский: в средней своей части — в органогенном белом песчанистом известняке (7 м), с кремнеземистыми конкреционными уровнями содержит виды: *Nummulites rotularius*, *N. praecursor*. Верхний ипрский: в верхней своей части — мягкие люмашелевые известняки (5 м), с *Nummulites rotularius*, *N. praecursor*, *N. atacicus*, *N. distans*, *N. irregularis*, *N. pratti*, *N. murchisoni*, *Assilina praespira*, *Ass. placentula*, *Ass. spira*, *Ass. exponens*. (Нижний лютетский).

Institutul Geologic al României

Нижний лютетский ярус: над этим ярусом — в рельефе трансгрессивно залегают сарматские отложения.

В малом обнажении горной породы в долине Чешмелей были выявлены макрофораминиферы в выходе из под лессового покрова, известняковых песчаников. Ассоциация содержит виды: *Nummulites partschi*, *N. atacicus*, *N. distans*, *N. irregularis*, *Assilina exponeus*, *Ass. douvillêi*, *Ass. spira* — верхний ипрский — нижний лютетский.

В заключении автор указывает, что наибольшая часть разреза эоценовых отложений южной Добруджи (12—14 м) принадлежит ипрскому ярусу; лютетский ярус представляет только верхняя люмашелевая нуммулитовая прослойка (4—6 м).

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS ÉOCÈNES DE LA DOBROGEA

AVEC UN APERÇU SPÉCIAL SUR LA FAUNE DE NUMMULITES ET D'ASSILINES

PAR

GH. BOMBIȚĂ

(Résumé)

Dans ce travail l'auteur présente une révision de la stratigraphie des dépôts éocènes de la Dobrogea du S notamment de la région Cetatea (Azarlîc) — Lespezi (Techechioi) et de Valea Ceşmelii (Ouest de la ville de Cernavoda). On a pris comme critérium biostratigraphique la faune de nummulites et d'assilines.

Suivant les données des chercheurs précédents les dépôts nummulitiques de la Dobrogea représentent « la partie supérieure de l'Éocène inférieur et l'Éocène moyen » (Victor Anastasiu, 1896), le Lutétien supérieur-Auversien (I. Popescu-Voiteşti, 1909) ou seulement le Lutétien (G. Macovei, 1911—1954).

L'Éocène de la Dobrogea méridionale accuse un caractère nettement transgressif. Il s'est déposé sur un relief antépaléogène: dans le périmètre des localités Cetatea et Lespezi il repose sur des grès cénomaniens ou sur la craie sénonienne; dans Valea Ceşmelii il est disposé sur des sables glauconieux albiens.

Dans la région de Cetatea — Lespezi les dépôts éocènes comprennent: en base des sables glauconieux (5 m) à *Nummulites globulus*, *Nummulites exilis* et *Nummulites* cf. *pernotus* (Yprésien inférieur); à la partie médiane, un calcaire gréseux organogène (7 m), blanc, à niveaux de concrétions siliceuses et qui contient les espèces: *Nummulites rotularius* et *Nummulites praecursor.*, (Yprésien supérieur); à la

Institutul Geologic al României

partie supérieure, des calcaires tendres (5 m), des lumachelles, à *Nummulites rotularius*, *Nummulites praecursor*, *Nummulites atacicus*, *Nummulites distans*, *Nummulites irregularis*, *Nummulites pratti*, *Nummulites murchisoni*, *Assilina praespira*, *Assilina placentula*, *Assilina spira*, *Assilina exponens* (Lutétien inférieur).

Sur le Lutétien inférieur en relief a eu lieu la transgression du Sarmatien.

Dans la coupe de Valea Ceşmelii, les macroforaminifères sont rencontrés dans les grès calcaires qui affleurent sous la couverture de lœss. Leur association comprend les espèces suivantes: *Nummulites partschi*, *Nummulites atacicus*, *Nummulites distans*, *Nummulites irregularis*, *Assilina exponeus*, *Assilina douvillei*, *Assilina spira* (Yprésien supérieur-Lutétien inférieur).

En conclusion, la plus grande partie de la coupe synthétique des dépôts éocènes de la Dobrogea du Sud (12-14 m) appartient à l'Yprésien; le Lutétien ne saurait représenter que la plaque supérieure à lumachelles nummulitiques (4—6 m).

INSTITUTUL GEOLOGIC - BIBLIOTECA

Institutul Geologic al României

Redactor: Mircea Ilie, M. Paucă.
Tehnoredactor: C. Cazaban.
Traduceri: C. Missir, V. Untul.
Ilustrația: I. Petrescu.

Dat la cules: 28.VI 1963. Bun de tipar: 13.IV 1964. Tiraj: 1550 ex. Hîrtie cartogr. Tip B, 45,5 gr/m.p. Ft. 70×100. Coli de tipar: 22. Com. 804. 1963. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea Arta Grafică.
Calea Șerban Vodă nr. 133—135. București—R.P.R.

Institutul Geologic al României

6065

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României